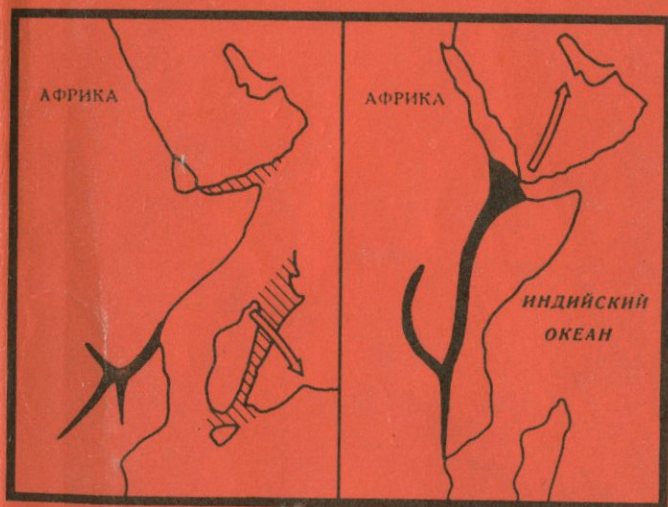




ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ



Издательство · Наука ·



Академия наук СССР
Петрографический комитет

559.3

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

1153
1154



Издательство
«Наука»
Москва
1974



В сборнике рассмотрены общие аспекты геологии и состава магматических ассоциаций основного, ультраосновного, щелочно-кислого составов, а также контрастных, смешанных (магматическо-метаморфических) и специфических ассоциаций пород ударно-взрывного происхождения. Суммированы представления о тектонической позиции, происхождении, металлогении этих групп пород и на их базе предложен ряд оригинальных схем классификации магматических формаций и новых подходов к формационному анализу в целом.

Сборник рассчитан на геологов производственных и научно-исследовательских организаций, работающих в областях металлогении, тектоники и петрологии, на преподавателей и студентов геологических вузов.

Редакционная коллегия:

Г.Д.Афанасьев (председатель), В.А.Баскина, О.А.Богатиков, А.К.Симон, Д.С.Штейнберг (ответственный редактор)

Настоящим сборником Комиссия по магматическим формациям при Петрографическом комитете СССР продолжает дело, задуманное и начатое Е.К. Устиевым. Предполагается, что статьи, входящие в сборник, явятся предметом широкой дискуссии на специальном совещании, посвященном проблеме магматических и метаморфических формаций.

В программу сборника не включены вопросы формационного расчленения гранитоидов, поскольку они рассматривались на симпозиуме в г. Миассе в 1971 г.¹, хотя, несомненно, и они будут предметом обсуждения на предстоящем совещании. Вопросы формационного анализа ультрабазитов складчатых областей в развернутой форме также будут рассмотрены в особом сборнике.

Таким образом, предлагаемый читателям сборник — один из трех, посвященных проблемам магматических и метаморфических формаций, и некоторые вопросы в этой области в нем рассматриваются нередко с различных позиций (не претендуя на полноту охвата проблемы).

Научное и практическое значение формационного анализа в геологии, особенно в применении к магматическим образованиям, не требует доказательств. Формационный анализ стал неразрывной частью и основой металлогенических построений и уже принес и приносит практические результаты, способствуя открытию новых месторождений, наиболее эффективному направлению поисков.

Итоги многолетних исследований большого коллектива геологов производственных и исследовательских организаций в этой области подведены в ряде обобщающих работ. Вышла книга по магматическим формациям Ю.А. Кузнецова, опубликованы первая карта магматических формаций СССР, карта магматических формаций Кавказа, составлены карты по отдельным регионам. Проблемы магматических формаций занимали ведущее место в тематике всесоюзных и региональных петрографических совещаний.

При Петрографическом комитете создана специальная комиссия по магматическим формациям, проведшая под руководством Е.К. Ус-

¹ См. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов" (Материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971.

тивая большую работу, результаты которой были доложены на IV всесоюзном петрографическом совещании в г. Баку в 1969 г. и опубликованы в журнале "Известия АН СССР" (серия геол., 1970 № 5).

Учение о формациях – синтез петрологии и тектоники. Поэтому оно не может оставаться в стороне от быстрого, даже бурного развития этих областей геологической науки на основе резко возросших возможностей эксперимента, изучения дна океана, прогресса геофизики. Это развитие значительно приблизило нас к пониманию физической и физико-химической сущности геологических явлений вообще и петрогенеза в том числе. Тем самым мы приблизились и к пониманию основного вопроса в учении о магматических формациях – физико-химической природы взаимной связи магнообразования, напряжений и деформаций внутри Земли на разных глубинах.

По-видимому, существуют два принципиальных типа этой связи. В одном случае магнообразование – результат местного понижения давления в условиях высоких температур под влиянием напряжений растяжения, разрешающихся в виде глубинных разломов, т.е. следствие тектонических процессов. При этом как продукт селективного плавления образуются сухие или бедные водой котектические расплавы варьирующего состава (в зависимости от давления на конденсированные фазы и давления летучих) и комплементарные к ним ультраосновные реститы (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты). Преобладают расплавы, отвечающие котектитам при давлениях, близких к нормальному, несмотря на большие глубины генерации, что объясняется влиянием растяжения. Эти расплавы составляют основу магматитов, ассоциирующих с нормальными базальтами (серия пикрит-базальт-липарит-трахит-фонолит и ее интрузивные аналоги). Наряду с этим существуют котектические расплавы иного состава, возникшие при повышенных давлениях (глиноземистые, т.е. лейкократовые, базальты, ультраосновные щелочные базальтоиды и др.).

В другом случае магнообразование и ассоциированный с ним региональный динамотермальный метаморфизм – продукты воздействия восходящих потоков нагретых флюидов, в основном воды, на вещество коры. В свою очередь это является причиной альпинотипных деформаций – пластического течения и напряженной складчатости на глубине и надвигов в приповерхностных слоях. Такие деформации – следствие размягчения пород, удаления анатектических магм в условиях напряжений сжатия. Магнообразование в данном случае контролируется режимом флюидов, эволюция состава которых вызывает смену плагιοгранитного процесса гранитным.

Разработка рассмотренных положений путем сопоставления природных и экспериментальных данных, вероятно, могла бы создать теоретическую основу ведущей синтетической проблемы в учении о геологических формациях – проблемы связей между петрологией, тектоникой и металлогенией.

Большой опыт показывает, что петрологическую характеристику формаций нельзя сводить к перечню стандартных петрографических

названий пород, сохранившихся со времен Розенбуша, да к тому же утративших часто первоначальный смысл, и к их количественным соотношениям. Такой упрощенный подход неизбежно приводит к потере петрологической индивидуальности формаций и к скептическим выводам об отсутствии связи петрологии с тектоникой.

Углубленное петрологическое изучение и расчленение магматических ассоциаций заставляют пересматривать не только сложившиеся представления о тектонической истории отдельных регионов, но и сложившиеся схемы развития подвижных областей земной коры и прежде всего геосинклиналей, заставляют по-новому подходить к тектонической типизации магматически активных областей.

Многообразие тектонических типов магматически активных областей, обусловленное различиями истории их развития на различных уровнях глубинности, определяет и многообразие проявлений магматизма на различных этапах и стадиях их геологической истории. Это затрудняет разделение глобальных и региональных закономерностей и нередко приводит к выводам об автономности развития отдельных областей.

В то же время факты убедительно свидетельствуют о существовании общих законов развития для каждого тектонического типа магматически активных областей; о глобальной синхронности важнейших эпох магматической активности, проявляющейся по-разному в зависимости от строения основания; о правильной периодичности тектоно-магматических процессов различных типов, о существовании тектоно-магматических циклов различных порядков, прослеживающихся в масштабе планеты, сочетающихся с генеральной направленностью развития отдельных регионов.

Главной задачей сейчас являются, по-видимому, поиски наиболее общих закономерностей и форм их проявления в бесконечном разнообразии конкретных условий отдельных регионов.

Цель сборника — по мере возможности способствовать прогрессу в этом направлении.

Д.С.Штейнберг

ОБ ОСНОВАНИЯХ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

А. Ф. БЕЛОУСОВ

Существо проблем и состояние представлений о геологических и магматических формациях излагались во многих работах (Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, 1955; Херасков, 1967; Кузнецов, 1964; Попов, 1968; Геологические формации, 1968; Устиев, 1970, и др.), и мы не будем пытаться охватить их полно. Здесь нам хотелось бы затронуть отдельные вопросы, представляющиеся наиболее злободневными. Учитывая дискуссионное назначение сборника и объем статьи, мы ограничимся изложением личной позиции по этим вопросам, исходя из опыта изучения эффузивно-осадочных формаций и попыток разобраться в обстановке, складывающейся в области формационного анализа вообще.

1. В советской геологической литературе уже укоренился термин "формационный анализ", хотя существо обозначаемого им понятия еще не вполне определилось.

Главной отличительной особенностью формационного анализа является, на наш взгляд, изучение той или иной ассоциации горных пород как целого. К этому именно синтетическому результату и направлено все исследование при формационном анализе.

В самом общем виде содержание формационного анализа можно свести к следующему:

1) исследование состава (литофациального, петрографического, химического) выбранной ассоциации пород в расчете получить модель ее состава в целом;

2) исследование стратиграфической и латеральной смены пород и слагаемых ими тел (или некоторых сравнительно однородных группировок пород или тел) для выявления закономерностей их чередования в пределах данной ассоциации в целом;

3) оценка особенностей (на фоне тектоно-формационной зональности) геолого-тектонического и стратиграфического положения ассоциации;

4) сопоставление данной ассоциации по составу, строению и положению со смежными или иными ассоциациями, выяснение соотношений и связей с ними;

5) оценка классификационного положения данной формации;

6) выяснение петрогенетических особенностей ассоциации в целом (формационная петрология);

7) оценка металлогенических и других прикладных особенностей ассоциации.

Эти задачи могут по-разному комбинироваться и видоизменяться в зависимости от целевых установок исследования. Формационный анализ всегда имеет ту или иную целевую направленность, хотя в различных случаях может быть или более узким или более комплексным. От целевой направленности существенно зависит выбор формационных единиц; в этом отношении автор солидарен с результатами логико-теоретического рассмотрения формационного анализа (Воронин, Еганов, 1968).

2. Известно, что с момента оформления формационных представлений и начала целеустремленных формационных исследований понятия и термины "формация", "геологическая формация", "магматическая формация" практически рассматриваются и используются в двойном смысле: а) для универсального обозначения объекта формационного анализа независимо от состава формационных единиц (в принципиальном определении формаций) и б) для обозначения некоторых таксономических уровней в системе формационных единиц.

Имеющиеся в литературе формулировки принципиального определения формации (Херасков, 1967; Шатский, 1960; Кузнецов, 1964; Устиев, 1970, и др.) по существу внemasштабны, так как не содержат требований или критериев, определяющих геологический объем. Поэтому каждое из них в принципе приложимо к формационной единице (и в конкретном, и в обобщенном смысле) любого ранга, вплоть до планетарных единиц.

С другой стороны, авторы первых определений исходили в неявной форме из допущения, что в природе объективно существует некоторый определенный ранг ассоциаций пород, который является как бы исключительным или особым носителем свойств формации, приписываемых ей в определении (например, "формация" как промежуточный ранг между "формационным рядом" и "парагенетической группой пород" у Н.С.Шатского, 1960; "конкретная формация" у Ю.А.Кузнецова, 1964). Часть исследователей считает и сейчас такую постановку правомерной, предлагая искать меру для определения узкого объема геологической и магматической формации (что, в частности, зафиксировано в докладе формационной комиссии; Е.К.Устиев и др., 1969). При такой постановке неизбежно всплывает вопрос: что является и что не является формацией в ряду ассоциаций горных пород? В связи с этой же постановкой вопроса возникают (особенно у геологов-практиков) недоумения насчет того, допустимы ли разная степень и множественность способов расчленения геологических образований одного и того же района на формации, целесообразна ли разработка разных формационных схем для одного и того же района и т.д.

Результаты многолетних дискуссий о формациях и состоянии формационного анализа, по-видимому, уже позволяют снять поста-

новку вопроса об узко фиксированном и навсегда заданном масштабе формации как очевидно схоластическую.

Говоря о схемах формационных подразделений, используемых в практике регионального формационного анализа, следует иметь в виду, что если формация обычно и включается в таксономический ряд формационных единиц как его низшее и среднее звено, то понимание ее объема у разных исследователей и школ сильно варьирует даже в этом смысле. Привязка категории "формация" только к этим звеньям чисто условна и принципиального смысла не имеет. Более того, она вступает в достаточно явное противоречие с тем обстоятельством, что в научно-практическом обиходе исследуемые геологические формации многомасштабны.

Указанное противоречие, вызываемое искусственно, снимается, если отказаться от традиционных попыток включения "формаций" в таксономический ряд формационных единиц.

К согласованной схеме таксономического ряда можно прийти лишь путем коллективной разработки и длительной апробации разных предложений. Автором для таксономического ряда вулканических формаций используется схема: (породная группа) – комплекс (в понимании Ю.А.Кузнецова) – формационный ряд, группа формаций.

Подход к геологическим формациям как к многомасштабным образованиям был сформулирован некоторыми исследователями уже на первом этапе развития формационных представлений (Попов, 1968). Такой подход кажется наиболее правомерным с логико-теоретических позиций (Вороицн, Еганов, 1968) и, что более существенно, в свете сегодняшнего развития приложений формационного анализа на практике.

Очевидно, к формационным единицам любого масштаба применимы все общие требования формационного анализа. Едва ли может оспариваться и актуальность такого анализа по отношению к какому-либо из рангов формационных единиц. В этом смысле геологической формацией может считаться любая естественная ассоциация горных пород.

Хотя сейчас основным объектом формационных исследований остаются те же региональные геологические формации малых рангов, из потребностей изучения которых возник в свое время формационный анализ, последний все больше распространяется на крупные и сложные формационные единицы.

Продвигается сравнительное изучение, типизация и петрологическое осмысливание крупных и сложных формационных единиц регионального масштаба (вулкано-плутонические формации, Устиев, 1969; интрузивные серии или сложные "интрузивные комплексы", Изох и др., 1967; Афанасьев и др., 1968; Фаворская и др., 1969; латеральные формационные ряды в вулканических провинциях и т.д.).

В СССР начато сравнительное изучение и обобщение данных по составу возрастных группировок и крупных территориальных группировок осадочных формаций (А.Б.Ронов, В.Е.Хаин, 1954-1964 гг.; Н.П.Херасков, 1964 г., и др.). Начато также сравнительное

статистическое исследование составов эффузивных и некоторых интрузивных ассоциаций в масштабе крупных провинций, группировок провинций и планетарном с попытками анализа петрогенетических особенностей этих крупнейших совокупностей магматических пород в целом. Наконец, на наших глазах становится актуальной формационная по своему смыслу задача сопоставления ассоциации изверженных пород Земли с ассоциацией пород Луны и планет Солнечной системы.

Таким образом, формационный анализ или его составные элементы уже распространяются на самые крупные и сложные ассоциации горных пород. Представляется, что формационный анализ в принципе (в явном или неявном виде — уже не так существенно) должен фигурировать в понятии геологической и магматической формации, исходя из того, что геологическая формация — объект формационного анализа. С общеметодологической точки зрения такая постановка вопроса представляется правомерной; уместно вспомнить ленинское положение о том, что человеческая практика должна входить в научное определение предмета.

Из сказанного вытекает, что расширение понимания геологической формации (и освобождение его от попыток произвольного сужения объема) назрело и может способствовать расширению перспективы формационных исследований.

3. Для ограничения геологического объема понятия геологической формации целесообразно условиться о его нижнем пределе тоже в соответствии с практикой формационных исследований.

Породными парагенезисами представлены многие мелкие геологические образования чисто местного масштаба. Собственно же формационное исследование начинается с образований регионального уровня. Поэтому наименьшие формационные единицы должны представлять собой некоторые породные ассоциации, имеющие уже региональное значение.

Вопрос о границе между породными ассоциациями местного и регионального значения не может решаться безотносительно к региональной геологической обстановке.

Для магматических и осадочных ассоциаций территориальные рамки наименьших формационных единиц удовлетворительно определяются границами частных тектоно-формационных зон регионального масштаба (элементарные первичные прогибы и поднятия, или их крылья, или резко тектонически разделенные блоки и ступени в геосинклинальных и орогенных системах, на материковых и океанических платформах; речь идет о тех палеотектонических единицах, которые существовали одновременно с процессами формирования соответствующих ассоциаций пород). Этими рамками обычно определяются площади распространения магматических комплексов, в понимании Ю.А. Кузнецова (1964). В соответствии с неодинаковыми размерами указанных тектонических элементов в областях разного тектонического типа размеры площадей, занимаемых разными комплексами, существенно различны.

Стратиграфический объем наименьших формационных единиц регионального значения определяется тем, тем что региональная формация должна реально проследиваться как литостратиграфическая единица в пределах соответствующей элементарной тектоно-формационной зоны. Поэтому стратиграфический объем не может быть слишком малым. При проведении границ между вулканическими комплексами, как и между осадочными формациями малых рангов, учитывается общая тектоно-формационная стадийность, устанавливаемая в разрезе; границы между вулканическими формациями обычно совпадают с резким изменением литофациального облика и состава осадочных формаций со структурными несогласиями, отражающими серьезную тектоническую перестройку в пределах данной зоны или даже всей области, с периодами геологически длительного вулканического затишья.

Стратиграфические объемы магматических комплексов, так же как и размеры занимаемых площадей, значительно варьируют.

Ранговая граница, отделяющая самые малые формации от различных мелких ассоциаций пород (местных элементов формаций), естественно, несколько подвижна и условна.

Учет общей тектоно-формационной зональности региона представляется в соответствии с высказанными соображениями обязательной предпосылкой регионального формационного анализа магматических образований.

Группировки формаций малого или более крупного масштаба по тем или иным признакам (пространственной, тектонической или стратиграфической связности, составу, тектоническому типу, металлогеническим особенностям и т.д.) составляют формации высоких рангов.

Таким образом, в смысле геологического объема геологические (и магматические) формации вообще обнимают ассоциации пород регионального или более крупного масштаба (включая планетарные).

4. Почти общепринято, что основой определения понятия геологической (и магматической) формации должен быть парагенезис пород в соответствии с классическим определением Н.С.Шатского. Целесообразное уточнение смысла самого понятия парагенезиса горных пород как объекта формационного анализа может заключаться в том, что это — совокупность первичноассоциированных пород. Такое уточнение позволяет исключить всякие вторичные сонахождения пород, вызванные процессами, более поздними, чем самая поздняя из пород, входящих в ассоциацию.

Другое целесообразное уточнение состоит в том, что горная порода должна в определении геологической формации пониматься в наиболее широком смысле, включая рудные образования.

5. Для определения геологической формации существенно, что это — ассоциация слагаемых горными породами тел (с соответствующими конкретными формами и размерами). Данное уточнение означает, что формационный анализ имеет свой структурно-геологический аспект. Кроме того, оно предостерегает от Упрощенного

подхода к формациям только как к петрографическим сериям пород безотносительно к объемам и объемным соотношениям пород.

6. Требования "непосредственной", тесной пространственной, стратиграфической или тектонической связности пород, обычно включаемые в определение понятия геологической и магматической формации, сохраняют силу лишь для региональных формаций низшего ранга. Для более крупных и сложных формаций эти требования не обязательны; такие формации могут быть представлены совокупностью образований разобщенных тектоно-формационных зон, разных провинций, разных возрастов, разного состава и т.д. Признаки связности в таких формациях преобразуются из прямых в отдаленные и косвенные, в том числе в связи по "типовым свойствам". Эта своеобразная диалектика, в частности, наглядно проявляется при переходе от "конкретных формаций" к "формационным типам". Очевидно, что любой "формационный тип" имеет свой предметный носитель — "конкретную формацию" планетарного ранга. Элементы такой совокупности (ассоциации) пород сильно рассредоточены, но она может изучаться как целое (например, подвергаться выборочному опробованию с целью получения статистической модели состава и т.д.). Однако к этой "конкретной" формации уже неприложимы требования связности в таком количестве, как к формациям региональным.

7. В определение понятия геологической (и магматической) формации нередко включается требование однородности. Анализ (особенно с помощью строгих математико-статистических критериев) показывает, что в большинстве случаев парагенезисы пород, выделяемые в качестве формаций, имеют признаки резкой неоднородности (прерывности) состава и распадаются на некоторые однородные (или квазиоднородные) подсовокупности (породные группы; Белоусов, 1967; Белоусов и др., 1969). Требование однородности может соблюдаться только в частном случае — если формация состоит только из одной породной группы.

8. Методика выделения магматических комплексов в непосредственной увязке с тектоно-формационной зональностью региона (принцип "комплекс — зона" или принцип "тектоно-магматических комплексов"), применяемая многими исследователями и в том числе автором (Фаворская и др., 1969; Белоусов и др., 1969; Дзодзендзе, 1970, и многие другие региональные работы), удобна в том отношении, что она прямо нацеливает исследователя на анализ связи между тектоническим положением и вещественными особенностями магматической ассоциации. Как отмечено выше, при таком подходе обеспечивается выделение регионально значимых породных ассоциаций. Наконец, при таком подходе облегчается выделение и разграничение магматических комплексов, так как во многих случаях тектонические (или общие тектоно-формационные) критерии для расчленения оказываются даже более отчетливыми, чем различия облика, состава и строения самих породных ассоциаций. Возможность использовать палеотектоническую или тектоно-формаци-

онную зональность и стадийность при выделении низовых региональных формаций (магматических комплексов, по Ю.А.Кузнецову) проще удастся использовать в случае вулканических, труднее — в случае интрузивных образований, поскольку вторые менее тесно ассоциируют с осадочными породами и их палеотектоническая позиция не всегда ясна.

При выделении магматических комплексов указанным "тектоно-магматическим" способом границами комплексов служат те из тектоно-формационных границ регионального значения (на геологической карте и геологическом профиле), которые сопровождаются резкими или существенными различиями состава и строения магматических ассоциаций. То и другое вместе дает наибольшее основание считать выделяемые ассоциации петрологически самостоятельными.

Региональная номенклатура выделяемых, на этой основе магматических комплексов должна включать в себя указание на те тектоно-формационные зоны, в которых они выделены и рамками которых ограничены.

9. Высказанные соображения можно было бы выразить в следующем варианте самого общего определения геологических формаций.

Геологические формации — это парагенезисы горных пород (совокупности первично ассоциированных горных пород) и слагаемых ими тел регионального или более крупного масштаба, обладающие некоторой степенью геологической связности (варьирующей в различных случаях) и выбираемые для формационного анализа. Горные породы понимаются здесь в широком смысле, включая руды.

Несмотря на малую конкретность это определение как универсальное в принципе нельзя конкретизировать дальше (исключая редакционные изменения). В него не могут быть включены никакие уточнения, связанные с частными аспектами изучения формаций, например тектоническим. Не могут быть включены частные генетические моменты, тем более проблематичные. Исключаются "уточнения", имеющие слишком неопределенный смысл ("закономерные" или "закономерно связанные" парагенезисы) или семантически излишние ("естественные" ассоциации). В это принципиальное определение не должны включаться те признаки, которые соблюдаются автоматически для любых природных образований, а не только для геологических формаций. Таковы ссылки на "индивидуальность" и "повторяемость" как принципиальные признаки формаций. Первому признаку удовлетворяет любое отдельно взятое природное образование согласно диалектическому закону неповторимости. Второму признаку также автоматически удовлетворяет любое природное образование, взятое в классификационном аспекте.

Общее определение магматических формаций будет отличаться от универсального только тем, что в нем рассматриваются магматические породы.

Уточнение и более конкретные критерии могут и должны вводиться в определения формаций как ранговых единиц и разных иных классификационных подразделений формаций.

10. В частности, основные элементы определения и критерии для магматических комплексов можно сформулировать следующим образом.

Магматические комплексы – это региональные формации малого ранга, удобные в качестве опорных единиц для регионального картирования магматических ассоциаций. Для пород и тел, объединяемых в магматический комплекс, обязательна тесная связность – территориальная (в пределах единой тектоно-формационной зоны), стратиграфическая (возрастная близость, чередование, переслаивание) и петрогенетическая (принадлежность к единому процессу породообразования, не обязательно в смысле образования из одного очага, т.е. прямой комагматичности). Магматический комплекс может иметь однородное (квазиоднородное) распределение составов или распределение с признаками неоднородности (неодномодальное и т.д.).

Отделение магматических комплексов друг от друга обосновывается: а) существенными различиями состава (петрографического, петрохимического); б) разобщенностью ареалов распространения или наличием достаточно четких разделяющих тектонических (палеотектонических) и тектоно-формационных границ; в) признаками существенных перерывов магматической деятельности во времени. Эти признаки обеспечивают картируемость магматических комплексов.

Как геолого-картировочные единицы магматические комплексы не должны быть слишком сложны и громоздки в фациальном отношении. Поэтому вулканические комплексы целесообразно отделять от плутонических, как обычно принято на практике.

Сознавая всю дискуссионность выдвинутых трактовок, автор хотел еще раз подчеркнуть, что представления о геологических формациях и формационном анализе, в том числе и основные, нуждаются в критическом переосмыслении и уточнении.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А., Борсук А.М. Закономерности развития магматизма складчатых областей. "Наука", 1968.
- Белоусов А.Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. – Геол. и геофиз., 1967, № 5.
- Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканические комплексы верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. "Наука", 1969.
- Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Вопросы теории формационного анализа. ВИНТИ, 1968.
- Геологические формации. Материалы к совещанию (21–24 мая 1968 г.). Л., 1968.

- Дзюценидзе Г.С. О некоторых общих особенностях мезо-кайнозойского магматизма Карпат, Балкан, Крыма и Кавказа. - В сб. "Проблемы металлогении и магматизма Кавказа". "Наука", 1970.
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. "Наука", 1967.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964. Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, т. I. Новосибирск, 1965.
- Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., "Недра", 1968.
- Устиев Е.К. Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 4.
- Устиев Е.К., Андреева Е.Д., Апельцин Ф.Р., Афанасьев Г.Д. Некоторые основные понятия в учении о магматических формациях. - Материалы IV всес. петрогр. сов. Баку, 1969.
- Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г., Баскина В.А. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. "Недра", 1969.
- Херасков Н.П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. - В сб. "Деформации пород и тектоника", "Наука", 1964.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. Избранные труды. "Наука", 1967.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. - Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ КЛАССИФИКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

М. А. ФАВОРСКАЯ

Вопрос о магматических формациях, несомненно, является одним из наиболее сложных в современной петрологии. Это связано, в первую очередь, с тем, что, изучая ассоциации магматических пород, т.е. любое взаимосвязанное их сонахождение в естественных условиях, геологи неизменно сталкиваются с двумя основными типами их свойств: вещественным составом и тектоническим положением. Последнее определяется местом в геологическом пространстве (структуре) и в геологическом времени (тектоническом цикле). Следствием этого является возможность выделения двух главных типов ассоциаций магматических пород: вещественных и тектонических.

Как показал опыт последних лет, попытки положить в основу определения магматических формаций оба упомянутые типа свойств одновременно не привели к желаемым результатам, так как прямое совпадение между этими свойствами отсутствует. Многочисленные новые факты, свидетельствующие о совмещении в пределах некоторых структур продуктов эволюции разноглубинных очагов, потребовали иного, более строгого подхода к проблеме соотношения вещественного состава и структурной позиции магматических ассоциаций.

Вторым не менее важным препятствием на пути к однозначному решению проблемы магматических формаций в настоящее время является наметившаяся коренная ломка взглядов по вопросам связи магматизма с тектоникой. Как известно, до недавнего времени магматические формации подразделялись по тектоническому признаку, в первую очередь, на платформенные и геосинклинальные, а последние вслед за Г.Шгилле и Ю.А.Билибиным — на формации различных этапов развития подвижных зон (Шаталов, 1963; Кузнецов, 1964, и др.). Толчком к выявлению новых более общих закономерностей в рассматриваемом вопросе послужили многочисленные факты, свидетельствующие об основополагающей роли в развитии земной коры процессов тектонической и магматической активизации (Белуосов, 1966; Карпова, 1968; Фаворская, 1966; Фаворская и др., 1969; Щеглов, 1968). Последние охватывают одновременно участки с различным строением земной коры и даже с различным ее типом, что наряду с геофизическими данными и привело многих исследова-

телей к заключению о том, что причиной активизации являются процессы, происходящие в пределах верхней мантии.

Возникшие на основании всего сказанного новые аспекты проблемы связи магматизма с тектоникой повлекли за собою и новые подходы к выделению и типизации ассоциаций магматических пород. Автором совместно с В.А.Баскиной, Р.Г.Ивановым, И.Н.Томсоном и другими геологами в недавнее время была предпринята попытка увязать отмеченные выше новые взгляды на главнейшие вопросы тектоно-магматического развития верхних оболочек Земли в виде единой концепции (Фаворская и др., 1969).

Основываясь на анализе фактического материала по многочисленным удаленным друг от друга районам, мы выдвинули представление об анхипланетарных импульсах тектонической активности, вовлекающих в сферу своего влияния различные участки земной коры независимо от их структурных особенностей и этапов развития. В течение этих периодов испытывает оживление особый тип долгоживущих глубинных структур, названных ранее Н.С.Шатским сквозными.

Сквозные структуры с известной долей условности подразделены нами на блоки и зоны нарушений. Как для тех, так и для других была разработана шкала масштабности (Фаворская и др., 1969, стр.8-9). При этом в качестве структур первого порядка были выделены "мегаблоки" с площадью порядка $n \cdot 10^7$ км², включающие участки с различным строением земной коры. Периоды повышенной тектонической и магматической активности, достигая планетарного размаха, проявляются в соседних мегаблоках неодинаково. Как было показано, "с определенными импульсами тектонической активности связаны преобладающее тангенциальное сжатие в пределах одних мегаблоков, сопровождающееся общей тенденцией к воздыманию, и преобладающее растяжение, характеризующиеся преимущественно нисходящими движениями в пределах других мегаблоков" (Фаворская и др., 1969, стр.103). Важнейшей структурной единицей являются также переходные области, возникающие в краевых частях мегаблоков на их границах с соседними. Подобные области отстают от господствующей тенденции развития соответствующего мегаблока и даже могут на определенном этапе иметь противоположный ему знак движения. Такowy, по-видимому, системы краевых вулканических поясов, возникающих первоначально как своеобразные прогибы в пределах мегаблоков, испытывающих воздымание, на их границах с соседними, интенсивно погружающимися мегаблоками.

Два основных типа проявления глубинной активности сопровождаются каждый своим набором сквозных структур подчиненного масштаба и структур земной коры, осложняющих строение соответствующего мегаблока, а также своим господствующим профилем магматизма. Первый тип определяет общая тенденция к воздыманию, образование свободных поднятий, замыкание прогибов, внедрение гранитов. На фоне этих процессов формирование периодически воз-

никающих негативных структур происходит на ограниченных территориях и выражается, как правило, различными типами наложенных впадин. Второй тип проявления глубинной активности характеризуется расколом и погружением устойчивых участков земной коры, образованием геосинклинальных (в том числе эвгеосинклинальных) прогибов, возникновением глубоководных впадин в пределах эпиконтинентальных морей и базальтоидным (в том числе трапповым и раннегеосинклинальным) магматизмом. За этим типом активизации нами был условно сохранен термин "океанизация".

Два главнейших типа глубинной активности в пределах одного и того же мегаблока периодически сменяют друг друга, а на фоне их и в интервалах между двумя импульсами тектонической активизации разыгрываются менее глубинные процессы формирования структур земной коры, вызванные стремлением этой последней восстановить нарушенное изостатическое равновесие.

В результате в определенные периоды развития земной коры это последнее происходит в условиях интерференции тактонических движений, совершающихся в различных ритмах и имеющих различные глубинные источники.

Все сказанное позволяет сделать два важных вывода, касающихся проблемы магматических формаций.

1. Основой тектонического районирования при классификации магматических формаций должны быть глубинные мегаблоки и сквозные зоны нарушений, различающиеся по основным тенденциям своего развития.

2. Противоборство двух разнонаправленных тенденций в проявлении процессов активизации вызывает к жизни синхронное действие разноглубинных магматических очагов и совмещение в одной и той же структуре близких по возрасту продуктов различных эволюционных серий (например, базальтовой и липаритовой).

Логическим следствием этого является необходимость отказаться от условия близости состава при определении понятия "магматическая формация" и рассматривать эту последнюю как ассоциацию изверженных пород, выделяемую на тектонической основе. При этом, исходя из необходимости не только строгого взаимного соподчинения, но и связи магматических проявлений с реальной (временной и пространственной) размерностью геологических объемов, мы предложили называть "формацией" ассоциацию пород одного фациального типа (интрузивного или вулканического), образовавшуюся в одну фазу вулканической деятельности (период магматической активности 5-10 млн. лет) в пределах блока площадью $n \cdot 10^3 - 10^4$ км², выделенного в упомянутой выше книге (Фаворская и др., 1969) в качестве блока IV порядка.

Ассоциация магматических пород, выделяемых по признаку эволюционной преемственности вещественного состава, отвечает введенному еще В.Бреггером понятию "петрографическая серия". Как можно видеть, в составе одной формации могут участвовать как одна, так и несколько петрографических серий.

Здесь мы не будем останавливаться на обосновании размерности в пространстве и времени, введенной нами в определение понятия "формация", так как это было достаточно подробно рассмотрено нами ранее (Фаворская и др., 1969; Баскина, Фаворская, 1968), и непосредственно перейдем к вопросу о соотношении магматических формаций с главнейшими типами магмоконтролирующих структур.

Следует отметить, что выдвинутая нами ранее концепция не позволяет согласиться с известной точкой зрения о существовании особого, третьего типа структурного развития земной коры, связанного с "активизацией" (сводово-глыбового). Мы не противопоставляем "активизацию" геосинклинальному процессу, а относим к ней любое эндогенное преобразование земной коры, в том числе и заложение, и развитие геосинклиналей. Это позволяет нам выдвинуть в качестве магмоконтролирующих структур первого порядка упомянутые выше мегаблоки, т.е. крупнейшие сквозные структуры в течение длительных периодов времени, различающиеся режимом протекающих в их пределах процессов активизации. В соответствии с двумя типами мегаблоков в неоднократно упоминавшейся монографии (Фаворская и др., 1969) были выделены две группы подчиненных им структур и соответственно магматических формаций (или тектонических ассоциаций магматических пород):

- 1) группа, образующаяся в условиях растяжения и преобладающих негативных движений;
- 2) группа, возникающая в условиях сжатия и преобладающих позитивных движений.

Магматические формации структур, занимающих пограничное положение на стыке двух разнотипных мегаблоков, вероятно, заслуживают выделения в самостоятельную, третью группу.

Интересно отметить, что в недавнее время Ю.А.Кузнецов (1970), основываясь на обобщении обширного фактического материала, также пришел к выводу о том, что "вполне самостоятельными с позиций магматизма являются два типа структур: а) проявляющиеся в условиях погружения и растяжения, б) проявляющиеся в условиях преобладающего воздымания и растяжения в зоне межблоковых швов.

Однако, подразделяя магмоконтролирующие структуры, Ю.А.Кузнецов наряду со структурами, возникающими в условиях растяжения и в условиях сжатия в процессе активизации, в качестве третьей равноправной группы выделяет геосинклинали, что представляется нам неправомерным.

В пределах каждого из выделенных типов мегаблоков магмоконтролирующие структуры (и магматические формации) связаны между собой переходами, позволяющими говорить о наличии единых рядов, включающих и эвгеосинклинали на определенных этапах их развития. При этом заложение и ранний этап развития эвгеосинклиналей происходят в условиях растяжения, и образующиеся формации относятся к группе формаций мегаблоков первого типа. В то же время последующие этапы развития эвгеосинклиналей тесно связаны

с общей сменой режима в пределах мегаблока или подчиненной ему структуры меньшего масштаба.

Таким образом, в дискуссии о соотношении "орогенного" этапа развития геосинклиналей с процессом "орогенной активизации"¹ мы вслед за Е.Д.Карповой (1968) придерживаемся взгляда, согласно которому "орогенный этап геосинклинального развития" является лишь одним из проявлений глубинного процесса активизации в периоды господствующего сжатия.

В настоящее время еще нет возможности составить полную классификацию магматических формаций на основе их положения в мегаблоках одного из двух выделенных типов. Наряду с недостаточной степенью изученности сквозных структур эта задача усложняется тем, что территории отдельных мегаблоков развиваются неравномерно и на фоне господствующей тенденции отдельные структуры подчиненного масштаба могут отличаться иной направленностью движений. Кроме того, как было отмечено, процесс тектонической и магматической активизации протекает в условиях закономерно повторяющейся смены напряжений, на которую территории соответствующих мегаблоков реагируют неравномерно. Наконец, интенсивность процессов активизации, обуславливающая степень и характер проницаемости блоков, может быть различна. Все это создает большое разнообразие условий формирования магмоконтролирующих структур и соответствующих им формаций, среди которых немалая роль принадлежит переходным формам.

Однако, как можно видеть из изложенного, в основе всего существующего разнообразия лежит различная степень проницаемости верхних оболочек Земли в процессе эволюции мегаблоков.

В соответствии с теми условиями, которые определяют подобную проницаемость, теоретически могут быть выделены ряды, обусловленные:

- 1) интенсивностью процессов активизации,
- 2) этапом развития соответствующего мегаблока или его положением в мегацикле² (Фаворская и др., 1969, стр.200),
- 3) наличием сквозных глубинных зон нарушений.

Наибольшая степень проницаемости отвечает режиму растяжения и сопровождается базальтоидными формациями. При этом в зависи-

¹ Термин, употребляемый некоторыми авторами для обозначения процессов активизации, сопровождающихся преимущественными вздыманиями и сводообразованием.

² Согласно определению, приведенному в упомянутой монографии, мегациклы – это наиболее крупные периоды поступательного развития, в которых происходит смена тектонических режимов в пределах мегаблоков первого и второго порядков. Продолжительность мегацикла оценивается соответственно в 1000–1500 и 550–600 млн. лет.

мости от интенсивности и завершенности процесса активизации могут быть выделены следующие две группы формаций: а) формация базальтов, сопровождающих процессы "океанизации" сиалической коры и заложения эвгеосинклиналей, б) формация континентальных базальтов (траппы, плато-базальты). Базальты обеих формационных групп нередко образуются синхронно в отдельных участках соответствующего мегаблока. Примером могут служить сопряженные в пространстве формации неоген-четвертичных базальтов Амурской депрессии и Северного Сихотэ-Алиня, с одной стороны, и прилегающей акватории Татарского пролива и Японского моря, относимые к области современной геосинклинали, с другой. При этом есть все основания рассматривать грабен Амурской депрессии как область незавершенной "океанизации".

Все сказанное о соотношении двух типов базальтовых формаций свидетельствует лишний раз о латеральной неоднородности мегаблоков.

Иной ряд магматической формации в пределах мегаблоков первого типа может быть выделен по временному признаку и связан с постепенной сменой режима растяжения режимом сжатия. Сюда относится андезит-диоритовая формация интрагеоантиклиналей, а также существенно липаритовые (иногда контрастные) формации срединных массивов. Последние испытывают на этом переходном этапе дифференциальные поднятия, на фоне которых наиболее "консервативные" блоки, сохраняющие тенденцию к погружению, участвуют в образовании наложенных впадин.

Дальнейшее увеличение тенденций сжатия и воздымания приводит к наступлению режима, отвечающего мегаблокам второго типа. Типичным для этих последних являются гранитоидные формации так называемого орогенного типа. Их образование связано с наименьшей степенью проницаемости земной коры соответствующего мегаблока, а латеральная неоднородность последнего, так же как и постепенная смена режима, приводит к увеличению проницаемости отдельных участков и появлению кислых, так называемых порфировых вулканических формаций в наложенных впадинах.

Таким образом, последние из упомянутых формаций наиболее характерны для периодов смены режима развития мегаблоков. В качестве примера развития порфировой формации в наложенной впадине, образовавшейся на фоне преобладающих положительных движений, может служить верхнемеловая Мяо-Чанская впадина с развитыми в ее пределах эффузивами кислого и среднего составов. Эта впадина сформировалась на фоне общего сводообразования, охватившего в конце мела мезозойскую геосинклинально-складчатую область Сихотэ-Алиня и прилегающие жесткие массивы. В дальнейшем она была на время также вовлечена в поднятие с образованием асимметричного купола и, наконец, в начале неогена в связи с общей сменой режима испытала дезинтеграцию и дифференциальное погружение блоков по долгоживущим нарушениям. Этот процесс сопровождался излиянием базальтов, тесно сопряженных с базальтами

Амурской депрессии и континентального побережья Татарского пролива. Формации этих базальтов были отнесены нами к представителям типичных формаций мегаблоков первого типа.

Неогеновую Амурскую депрессию некоторые исследователи относят к категории рифтов. Однако деструктивные процессы, сопровождающиеся излияниями базальтов, охватили здесь и значительные площади за ее пределами. Таким образом, намечается еще один переходный ряд структур и отвечающих им формаций: от сводов и гранитоидов периодов сжатия к рифтам, знаменующим начало растяжения и от них — к площадным излияниям плато-базальтов.

Как отмечалось, особого внимания заслуживают магматические формации, возникающие на границе двух блоков с различными тенденциями движения. Их характерной особенностью является гетерогенность, или, иными словами, участие в их образовании двух или более петрографических серий, среди которых есть контрастные по составу. Гетерогенные формации — это формации пограничных зон разных масштабов — от границ разнотипных мегаблоков до границ частных прогибов с небольшими срединными массивами. При этом на границах мегаблоков возникают трансструктурные краевые вулканические пояса, а на границах частных прогибов с жесткими глыбами различных масштабов — их менее протяженные аналоги. К числу последних могут относиться, например, области развития кислого вулканизма на границе Севано-Ширакского синклиория и Грузинской глыбы в нижнем эоцене, а также неогеновый кислый магматизм некоторых звеньев островных дуг на границе блоков, характеризующихся разнонаправленным движением.

Вулканические пояса возникают как наложенные структуры на окраинах воздымающихся мегаблоков, но на первой стадии своего развития испытывают погружение под влиянием прилегающих к ним мегаблоков с негативной тенденцией развития. В дальнейшем они вовлекаются на время в общий процесс воздымания и сводообразования. Пограничное положение этих структур определяет более высокую степень их проницаемости по сравнению с остальной площадью мегаблока, испытывающего сжатие. Магматические формации вулканических поясов (и их меньших по масштабам аналогов) определяются следующими основными особенностями:

- 1) существенно кислым характером вулканизма, сопровождающимся накоплением мощных толщ игнимбитов и туфов на первых этапах развития вулканических поясов, со сменой эффузивной деятельности внедрением приповерхностных интрузий, коагматичных эффузивам;
- 2) постепенным увеличением роли базальтоидных расплавов;
- 3) наличием периодов одновременного поступления на поверхность основных и кислых расплавов с образованием гетерогенных формаций;
- 4) зависимостью характера и господствующего состава магматизма от предыстории структур фундамента.

Вулканические пояса имеют, таким образом, значительные черты сходства с магмаконтролирующими наложенными впадинами, выражающиеся, в первую очередь, в наличии гетерогенных магматических формаций.

Таким образом, обобщая определения позиции этих последних, данные выше, мы можем сказать, что гетерогенные формации, включающие продукты двух или более петрографических серий, возникают как формации структур пограничного типа как в пространстве (на границах блоков с противоположным режимом развития), так и во времени (в периоды смены одного режима другим).

Обратимся теперь к третьему из выделенных условий, определяющих проницаемость соответствующих мегаблоков, а именно: к наличию сквозных глубинных зон нарушений.

За последние годы все большее число исследователей приходит к выводу о важнейшей геологической и металлогенической роли сквозных глубинных зон нарушений, характеризующихся длительностью развития и секущих не только по отношению к структурам земной коры, но и по отношению к границе континентов и океанов, что позволяет связывать глубину их наложения с уровнями верхней мантии. Среди зон упомянутого типа наиболее распространены структуры широтного и меридионального простирания. К их числу относятся и выделенные нами ранее "рудоконцентрирующие" зоны нарушений, определяющие размещение наиболее крупных рудных объектов в пределах соответствующих рудных провинций. Достигая в длину тысяч километров, эти зоны характеризуются шириной в первые десятки километров, периодически активизируясь на всем протяжении истории Земли. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют говорить об изменении характера их проницаемости во времени и пространстве.

Показано (Фаворская, 1971; Баскина, Фаворская, 1968; Волчанская и др., 1971), что характерными формациями описываемых структур в пределах мегаблоков, испытывающих сжатие, являются формации с повышенной щелочностью и, в первую очередь, щелочные интрузии центрального типа, сопровождающиеся карбонатитами. Таково, например, по данным Б.М.Меликсетяна, И.К.Волчанской и других (Волчанская и др., 1971), положение тежсарского щелочного комплекса Северо-Западной Армении, контролируемого меридиональной сквозной зоной нарушений. Подобным же образом крупнейшие щелочные комплексы центрального типа в пределах Бразилии трассируют широтную зону нарушений, пересекающую Южную Америку и уходящую в пределах как Тихого, так и Атлантического океана (Фаворская, 1971).

Приведенные примеры позволяют проследить и еще одну важную особенность описываемых сквозных структур: в их пределах наряду со щелочными комплексами центрального типа располагаются крупные эндогенные рудные месторождения. Увеличение степени прони-

цаемости описываемых сквозных структур при переходе к мегаблокам с господствующим режимом растяжения может привести к различным типам эффузивных формаций, повышенной щелочности, а в областях развития траппов, по-видимому, к образованию кимберлитов.

Наряду с собственно щелочными формациями некоторые сквозные зоны нарушений контролируют ареалы кислого и основного магматизма с повышенной по отношению к магматической провинции в целом щелочностью (Баскина, 1969).

Все сказанное позволяет высказать предварительную гипотезу, согласно которой в обстановке господствующего сжатия сохраняют проницаемость только описываемые глубинные зоны сквозных нарушений. Характер этой проницаемости таков, что в пределы земной коры наряду с расплавами поступают глубинные эманации мантийного происхождения. Среди них важная роль принадлежит щелочам, а также рудным и летучим элементам (фтору и соединениям бора). Смена режима сжатия на режим растяжения (во времени или пространстве) приводит к появлению в пределах описываемых зон представителей трахитовой формации. К их числу, по-видимому, можно отнести туфы трахитового и трахиандезитового составов, установленные В.И.Чайниковым (Чайников и др., 1972) в пределах глубоководной впадины Японского моря, на продолжении к югу сквозных зон нарушений Сихотэ-Алиня меридионального простирания. Таким образом, формации "рудоконцентрирующих" зон нарушений, включающие щелочные интрузии центрального типа и щелочные эффузивы, а также ареалы кислого и основного магматизма повышенной щелочности и кимберлиты, есть основание выделять в самостоятельную группу наряду с группами формаций, принадлежащих мегаблокам с различным режимом развития, и с формациями их пограничных зон. Основание для этого — независимое поведение сквозных рудоконцентрирующих зон нарушений, секущих границы мегаблоков с различным режимом развития.

В настоящей статье мы попытались наметить пути, по которым в дальнейшем должна будет пойти классификация магматических формаций. Для ее создания необходима, в первую очередь, строгая формализация соподчиненных во времени и пространстве объектов. Предварительная попытка подобной формализации была предпринята нами в упомянутой монографии (Фаворская и др., 1969). Завершение ее — коллективная задача будущего.

ЛИТЕРАТУРА

- Баскина В.А. Петрохимическая зональность изверженных пород Сихотэ-Алиньского вулканического пояса. — Вопросы петрохимии. Л., "Недра", 1969.
- Баскина В.А., Фаворская М.А. Принципы выделения магматических формаций в приложении к магматическим образованиям Приморья. — Материалы к сов. по геол. форм. Л., 1968.

- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия. "Наука", 1966.
- Волчанская И.К., Джрбошян Р.Т., Меликсетян Б.М., Саркисян О.А., Фаворская М.А. Блоковое строение Северо-Западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений. - Сов. геология, 1971, № 8.
- Карпова Е.Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. - В сб. "Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования" (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1968, 155).
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
- Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматических формаций. - Геол. и геофиз., 1970, № 9.
- Фаворская М.А. О некоторых особенностях тектонической активизации в пределах северо-западной части Тихоокеанского пояса. - В сб. "Вулканические и вулканоплутонические формации". "Недра", 1966.
- Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иваңов Р., Баскина В.А., Волчанская И.К., Дежин Ю.А., Кравцов Ю.С., Фрих-Хар Д.И. Связь магматизма и эндогенной минерализации с боковой тектоникой. "Недра", 1969.
- Фаворская М.А. О геохимических индикаторах глубинной тектоники. - Сов. геология, 1971, № 11.
- Чайников В.И., Черныш В.Н., Павленко Д.И. Петрохимия вулканических пеплов из донных отложений Японского моря и северо-западной части Тихого океана. - Геохимия, 1972, № 5.
- Шаталов Е.Т. Обзор терминов и понятий, характеризующих магматизм. - В сб. "Обзор геологических поднятий и терминов в применении к металлогении". Изд-во АН СССР, 1963.
- Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., "Недра", 1968.

О ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ФОРМАЦИЙ, СВЯЗАННЫХ С РАЗВИТИЕМ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ ФЕМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ

Г. М. ЗАРИДЗЕ

Цель настоящего сообщения – рассмотрение формаций (магматических, метаморфических, метасоматических), которые последовательно формируются в связи с развитием геосинклинали фемического профиля. Они нами названы эндогенными формациями (Заридзе, 1970). Понятие "эндогенные формации" не только объединяет более узкие магматические, метаморфические и метасоматические формации, но также указывает на смешанный (магматический с наложением метаморфизма и метасоматизма) генезис некоторых горных пород, составляющих формацию. Нередко в породах, объединяемых в магматическую формацию, превалируют новообразованные (метаморфические) минералы или метасоматические гранитоиды рассматриваются в числе магматических формаций и т.д.

1. В вулканогенных геосинклиналиях основного состава или эвгеосинклиналиях на собственно геосинклиальной стадии развития происходит их прогибание, сопровождающееся осадконакоплением и толеит-базальтовым вулканизмом (толеит-базальтовая формация).

В связи с зарождением геоантиклинальной структуры (эвгеоантиклинали) внутри эвгеосинклинали вулканизм постепенно полностью прекращается и формируются ультраосновные интрузии (дунит-перидотитовая формация).

На все эти образования накладывается низкотемпературный метаморфизм под воздействием постмагматических водных растворов натриевого и частью кремниевого состава, вызывающих зеленокаменные превращения, в результате чего возникают зеленокаменные формации. Ван-Беммелен (Van Bemmelен, 1949) также считает, что дунит-перидотиты и зеленокаменные породы возникают в геоантиклинальную стадию развития геосинклинали.

Зеленокаменный метаморфизм всегда сопутствует эвгеосинклиальным образованиям, вследствие чего исходные вулканы в совершенно неизменном виде встречаются весьма редко. Например, в зеленокаменной формации Горного Крыма наряду с широко распространенными спилитами, кератофирами и порфиридами в существенном объеме встречаются кайнотипные вулканы – базальты и андезиты.

Одна из наиболее хорошо сохранившихся толеит-базальтовых формаций наблюдается на п-ове Олимпик. Здесь в северо-восточ-

ной части шт. Вашингтон и в пределах шт. Орегон развита нижне-среднеэоценовая свита, состоящая из аргиллитов, граувакк, известняков и вулканитов общей мощностью около 10 км. Вулканиты, имеющие широкое развитие, представлены главным образом толеитовыми базальтовыми лавами и туфами; спилиты имеют локальное развитие среди толеитовых базальтов. Данную формацию мы называем нижне-среднеэоценовой спилит-толеит-базальтовой (Заридзе, 1970).

2. Интрузии, образующие дунит-перидотитовые формации, в свежем виде никогда не встречаются вследствие наложения на них отмеченного выше низкотемпературного метаморфизма, выраженного в основном серпентинизацией. Породы данной формации - дуниты и перидотиты - являются исходными магматическими образованиями, давшими гипербазитовую формацию (см. ниже), впоследствии они же нередко образуют протрузии.

Дунит-гарцбургитовая формация Урала охарактеризована многими геологами. Часть исследователей, как известно, считает ее аллохтонной. В эту формацию входят главным образом дуниты и перидотиты, содержащие энстатит и оливин, а моноклинного пироксена - до 2-3%. Породы связаны постепенными переходами. Они значительно серпентинизированы, что более интенсивно проявлено в тектонически нарушенных зонах. В уцелевших от тектонических нарушений зонах серпентинизация выражена крайне слабо - наблюдаются серпентиновые сетки и шнуры в оливине. Относительно слабая серпентинизация проявлена также в палеозойской дунит-гарцбургитовой формации Восточного Казахстана, Великой африканской дайке и др. Дунит-перидотитовые массивы известны на Ред-Маунтине и в Западном Оливиновом хребте (Западное Отаго, Новая Зеландия).

Таким образом, несмотря на то, что отдельные массивы и их части проявляют слабую серпентинизацию и отвечают дунит-перидотитовой (герцбургитовой) формации, все же серпентины играют заметную роль. Поэтому нам кажется более правильным эту формацию называть серпентинит-дунит-перидотитовой (гарцбургитовой). Одним из характерных признаков этих формаций, как известно, является их хромитонность.

3. По исходным геосинклинальным осадочно-вулканогенным образованиям, характеризующимся толеит-базальтовым вулканизмом, возникают зеленокаменно-аспидно-сланцевая и зеленокаменная (диабаз-порфирит-спилит-кератофировая) формации (формационные типы), переслаивающиеся в отдельных регионах между собой, что, в частности, фиксируется в нижней юре Большого Кавказа, в нижней и средней юре Пеннинского геосинклинали в Западных Альпах, в позднем докембрии Балкан и др.

4. Зеленокаменную формацию называют спилит-кератофировой, что не отражает большого разнообразия входящих в нее ассоциаций горных пород. Поэтому термин "зеленокаменные породы", введенный А.Иностранцевым в 1871 г. для толщи пород, отвечающей современному пониманию формаций, следует считать более прием-

лемым. Известно, что характерными для инициального вулканизма Штилле (Stille, 1940) считал зеленокаменные породы. Следовательно, спилит-кератофировая формация представляет собой одно из проявлений формации, входящей в зеленокаменный формационный тип.

5. Диорит-габбро-диабаз-порфиритовая формация (формационный тип) формируется одновременно с зеленокаменной формацией. Она залегает как в зеленокаменной формации, так и в подстилающей последнюю в породах субстрата. В первом случае она должна быть рассмотрена вместе с вмещающей формацией. В субстрате породы рассматриваемой формации слагают гиабиссальные и субвулканические тела. Возможны случаи, когда перекрывающие некогда субстрат осадочно-вулканогенные толщи полностью смыты.

6. Породы гипербазитовой формации, как отмечалось, образуются в результате интенсивной серпентинизации пород дунит-перидотитовой (гарцбургитовой) формации в связи с низкотемпературным (зеленокаменным) метаморфизмом, протекающим в условиях зеленокаменной и эпидот-амфиболитовой фаций, вызывающим прогрессивный метаморфизм терригенных пород, входящих в состав выполнения эвгеосинклинали, а высокотемпературные минеральные ассоциации базитов и ультрабазитов претерпевают ретроградный метаморфизм. Вследствие этого метаморфизм для разных пород имеет встречный характер со стремлением к установлению равновесия. В ультраосновных породах это достигается при их полной серпентинизации.

Массивы серпентинитов и серпентинизированных ультраосновных пород, нередко образующие разновозрастные пояса (формации) в пределах островных дуг, располагаются по простиранию горных сооружений. Примером развития разновозрастных поясов массивов серпентинизированных ультраосновных пород может служить Северная Америка, ограниченная с запада горной системой Кордильер, а с юга-востока - Аппалачами. Возраст североамериканских серпентинитов палеозойский и мезозойский. Серпентиниты, слагающие пояс, проходящий через Малый Кавказ и уходящий в Анатолию, в преобладающей части являются верхнемеловыми.

Более южный пояс, протягивающийся через Югославию в Грецию и далее через острова Эгейского моря в Турцию, определяется как палеозойский. Возраст серпентинитов австралийского пояса, тянущегося через Тасманию и Викторию к центральной части Квисленда, спорный.

Из относительно более детально изученных серпентинитовых поясов, в частности североамериканских, видно, что каждый последующий в возрастном отношении серпентинитовый пояс окаймляет с внешней, обращенной к океану стороны более древние пояса, входящие в состав соответствующей складчатой системы, повторяя в общих чертах их контуры (Хесс, 1957).

Хорошими примерами гипербазитовых формаций могут служить нижне- и верхнепалеозойская Новой Зеландии (кембрийская - в долине р. Гобб и Фьордленде, карбоновая - в районе Нельсон и Ред-

Маунтин), нижнепалеозойская Алтае-Саянская складчатая области (Пинус и др., 1958) и др.

7. В дальнейшем происходит повышение температуры в связи с развитием ранее зародившейся эвгеоантиклинальной структуры, и по породам гипербазитовой формации возникает дунит-пироксенит-габбровая формация, образующая на Урале второй Главный пояс наряду со серпентинит-дунит-гарцбургитовым (Успенский, 1952; Москалева, 1965). Этот пояс характеризуется дунитовым ядром, окруженным пироксенитовой каймой, граничащей с габбро. Последние к востоку постепенно сменяются габбро-диоритами, диоритами и спорадически присутствующими сиенитами и плагиогранитами. Преобладают габбро, среди которых в западной части массивов располагаются тела ультраосновных пород, связанных с габбро серией переходов. Все они приурочены к зеленокаменной формации. Часть исследователей считает, что породы этой формации образованы метасоматическим путем. Минерализация, связанная с габброидами, титаномagnetитовая и медно-сульфидная.

8. Прогрессивно-регионально-метаморфизованные породы (региональметаморфиты), образующие прогрессивно-регионально-метаморфитовые формации, возникают вследствие прогрессивного метаморфизма геосинклинальных осадочно-вулканогенных толщ, которые затем в результате падения температуры, понижения давления и изменения состава восходящих растворов могут подвергнуться регрессивному метаморфизму. Все эти процессы протекают в стадию дальнейшего становления (интра) геоантиклинальной структуры.

Исследования домезозойских метаморфитов на территории Грузии дали нам в свое время основание заключить, что региональный метаморфизм совершается в основном в стадию складчатости и что в период погружения геосинклинали роль процессов метаморфизма незначительна (Заридзе, Татришвили, 1953, стр.130). Мнение о региональном метаморфизме, совершающемся в связи со складчатостью и подъемом магматических масс, защищает и Н.П.Семененко (1963), отмечая, что геотермический градиент недостаточен для объяснения метаморфизма.

Наши последующие исследования метаморфических образований Кавказа подтвердили наши ранние взгляды. Были описаны многочисленные случаи становления метаморфитов, а затем гранитоидов в стадию складчатости. В этом нас убедили следующие наблюдения: Изменение степени метаморфизма происходит не вкрест простирания метаморфических толщ, а в виде срезающих поверхностей; метаморфизирующие восходящие растворы различного состава проникают в них вдоль плоскостей сланцеватости (первичной слоистости), что указывает на то, что к началу регионального прогрессивного метаморфизма исходные геосинклинальные образования были уже собраны в складки; отдельные фации метаморфизма нередко развиты участками (пятнами). Кроме того, в стадию погружения геосинклинали происходит интенсивная подводная эффузивная деятельность толеит-базальтовой магмы, когда вряд ли возможно допустить метаморфи-

ческий процесс; она прекращается с началом смены знака вертикального движения геосинклинали, т.е. в стадию складчатости.

Исходя из позиции о проявлении метаморфических процессов в период формирования геоантиклинальной структуры, мы отметим, что возникшие при этом тектонические напряжения не могут рассматриваться как давление нагрузки. Геоантиклиналь представляет собой сложную сводовую конструкцию – складчатую структуру с серией антиклиналей и синклиналей с развитием в отдельных местах разрывных нарушений взбросо-надвигового характера. В этой структуре распределение сил не будет иметь ничего общего с давлением нагрузки. Давление в различных частях складчатой структуры будет различным, вследствие чего на одной и той же глубине в изотермических условиях могут образовываться различные метаморфиты (Заридзе, Татришвили, 1964; Заридзе, 1963). Эти высказывания нашли подтверждение в статье Д.В.Рундквиста (1966).

Примеры рассматриваемых образований многочисленны. Классическими, как известно, являются регионально-метаморфитовые формации Шотландии, Норвегии, Нью-Гемпшира, Северного Мичигана и Французского центрального массива, описанные Барроу, Тилли, Фогтом, Биллингсом, Хапманом, Юнгом и др. Сюда же следует отнести докарельскую формацию гнейсов основания Восточной Фенноскандии и позднедокарельскую амфиболит-гранулитовую формацию той же Восточной Фенноскандии (Северная Лапландия и Кольский полуостров), охарактеризованные Эскола, а также нижнепротерозойскую амфиболит-кристаллически-сланцевую формацию Приднепровья, докембрийскую базит-гипербазит-эклогитовую формацию Полярного Урала, палеозойскую эпидот-амфиболит-зеленосланцевую формацию р.Урух на Северном Кавказе и многие другие.

9. В связи с дальнейшим развитием (интра) геоантиклинали формируются соскладчатые интрузивы – габбро-плагиогранитоидная и габбро-диорит-гранитоидная формации (формационные типы). Можно привести многочисленные примеры образования интрузий в рассматриваемую стадию развития эвгеосинклиналей. Аналогичная в этом отношении картина наблюдается и в наложенных вулканогенных геосинклиналиях. В частности, на Малом Кавказе в Альпийском цикле последовательно возникло несколько самостоятельных геоантиклиналей за счет вулканогенных геосинклиналей, с каждой из которых связаны гранитоидные массивы.

Заслуживают внимания данные о тектонно-магматическом развитии Урало-Саяно-Тяньшанского внутриматерикового подвижного пояса, заключенного между тремя платформами – Русской, Сибирской и Таримской (Унксов, Иванова, 1968). В раннем кембрии на стабилизированном основании байкалид развился подвижный пояс. Внутри этого пояса заложилась эвгеосинклиналильные прогибы, осадочно-вулканогенные толщи которых распространены на огромных площадях в Алтае-Саяне, Центральном Казахстане, Северном и отчасти Среднем Тянь-Шане и в ряде мест Урала. Проявления внешней миогеосинклиналильной зоны фиксируются на юго-востоке Каратау, в западной

зоне Урала и у края Таримской платформы. К ним же относятся все краевые и внутренние прогибы и впадины байкалид, в частности Манский прогиб в Восточном Саяне. С вулканической деятельностью сопряжены малые интрузии (корни отчасти преобразованных эффузивов) габбро-диорит-диабазового и других составов. Развились также относительно поздние интрузии дунит-гардбургитовой формации. В конце среднего кембрия проявились складчатость и поднятия на территории значительной части Алтае-Саянского района и узких участков Чингиза, Южного Тянь-Шаня и Урала. С ними связаны внедрения мощных интрузий диорит- и кварц-диорит-плагиогранитовой формации в Алтае-Саяне, в Кокчетавской и Ерементау-Чингиз-Тарабагатайской зонах Центрального Казахстана и в Северном Тянь-Шане. Эти складчатые движения вызвали здесь прекращение вулканической активности и мощное развитие терригенных отложений. Центры вулканической деятельности переместились на запад.

В качестве следующего примера приведем Охотский краевой вулканический пояс (Устиев, 1959), который развился как наложенная структура в позднем мезозое вдоль границы между двумя разновременными (мезозойской - Верхояно-Чукотской - и кайнозойской - Корякско-Камчатской) складчатыми областями. Из приведенной автором характеристики видно, что гранитоиды Охотского пояса, как нижнемеловые, так и верхнемеловые, относятся к геоантиклинальному (соскладчатому) типу, поскольку их становление совпадает с фазами складчатости. В этом поясе имеются две гранитоидные формации: нижнемеловая - габбро-плагиогранит-гранодиоритовая - и верхнемеловая - гранит-порфировая.

Здесь хотелось бы высказать наше мнение по поводу нецелесообразности, как нам кажется, применения особого термина - "вулкано-плутоническая формация" - для вулканических и интрузивных образований Охотского пояса и распространение этого термина на однотипные с этим поясом области. Нетрудно заметить отсутствие принципиальной разницы в последовательности магматических процессов - эффузивного и интрузивного - для областей типа Охотского пояса и областей с отличной геологической структурой, в частности для эвгеосинклиналей. В обоих случаях магматический процесс начинается вулканической деятельностью; позднее проявляется фаза складчатости, в связи с которой вулканизм прекращается и формируются гранитоиды.

На Большом Кавказе можно выделить несколько плагиогранитоидных формаций; среди них девонскую плагиогранитоидную формацию, входящую в состав уруштенского комплекса, верхнедевонскую плагиогранитовую формацию южного склона и др. Ю.А.Кузнецов (1964) выделяет следующие нижнепалеозойские габбро-плагиогранитоидные формации: Центрального Казахстана, связанную с нижнекембрийской зеленокаменной формацией по Г.Ф.Ляпичеву, района Тейсского (Кузнецкий Алатау) железорудного месторождения по Г.В.Полякову и А.Е.Телешеву и маинскую Западного Саяна по В.Н.Смышлякову.

Гибридные диориты и кварцевые диориты Тейсской формации образуют согласные тела в нижне- и среднекембрийских осадках. Основные интрузии испещрены лейкократовыми инъекциями — альбитовыми плагιοгранитами, часто микропегматитовыми, кварцевыми и бескварцевыми диоритами с непостоянным составом, содержащими кварца от 5 до 20%. Инъекции в исходных габбро имеют более или менее четкие границы, рассеиваясь и растворяясь в них. На этом основании допускается преобразование исходных интрузий основного состава в результате широкого развития процессов гибридности и метасоматизма под воздействием лейкократовых инъекций, имеющих, по представлениям авторов, плагιοгранитный состав.

Здесь мы имеем пример начальной стадии переработки исходных основных интрузий поздними инъекциями лейкократового материала. Часто наблюдаемая конкордатность плагιοгранитоидных интрузий с вмещающими вулканогенно-осадочными свитами обусловлена тем, что они возникли за счет согласных тел базитов в результате их избирательного метасоматического замещения, когда вулканогенно-осадочная геосинклинальная свита была уже дислоцирована. Однако уцелевшие от переработки габброидные интрузии наблюдаются и в рассматриваемых породах, имеющих порой гибридный характер.

10. Вряд ли может вызывать сомнение более позднее по сравнению с предыдущим образованием гранодиорит-гранитовой формации. Эта формация, по нашим наблюдениям на Большом Кавказе, нередко возникает в результате регионального процесса калиметасоматоза (микроклинизации) по породам габбро-плагιοгранитоидной формации, уцелевшие реликты которых все еще встречаются в породах рассматриваемой формации, но роль их весьма незначительна. Кроме того, имеются также массивы, сложенные породами, слагающими гранодиорит-гранитовую формацию, возникшие вследствие кристаллизации магмы, образованной анатектическим путем в условиях далеко зашедшего процесса метасоматической гранитизации (метасоматический анатексис).

Мы полагаем, что габбро-плагιοгранитоидная формация в Центральной части Большого Кавказа сформировалась на раннегерцинском этапе; что касается процесса калиметасоматоза и образования по породам указанной формации разнообразных микроклиновых, порфиробластических и двуслюдяных гранитов Главного хребта, то надо полагать, что это произошло после полного прекращения геосинклинального режима и консолидации Центрально-Кавказской геосинклинали, но перед началом общего вздымания Большого Кавказа в верхнем палеозое. В геологическом летоисчислении это ориентировочно выразится отрезком времени — конец девона — начало карбона. Аналогичная закономерность развития эндогенных процессов, в частности образования гранитоидов, наблюдается в Уральской геосинклинальной системе.

11. Следующую формацию (формационный тип) мы называем диафторитовой. Сюда входит большая группа разнообразных метаморфитов, обычно полностью утративших признаки исходных пород

в результате проявления не менее чем двух-трехкратного метаморфизма, т.е. они представляют собой продукты полиметаморфизма.

Обязательным для рассматриваемых метаморфитов является то, что последний метаморфизм имеет регрессивный характер с небольшими колебаниями температуры. Что касается фациальной принадлежности диафторитов, то ограничения здесь, естественно, не могут иметь места. В одной и той же формации могут присутствовать от одной до нескольких минеральных (метаморфических) фаций, что зависит от степени и равномерности проявления предшествующего прогрессивного и последующего регрессивного метаморфизма.

Эту формацию мы рассматриваем после гранодиорит-гранитовой, так как диафториты в складчатых областях фемического профиля возникают в стадию формирования пород упомянутой формации.

На южном склоне Большого Кавказа мы выделяем герцинскую диафторитовую зеленосланцево-амфиболитовую формацию (преобладают породы амфиболитовой фации). На северном склоне среди таких формаций следует назвать герцинскую амфиболит-зеленосланцевую (преобладают породы зеленосланцевой фации) формацию бассейна р. Ардон. Диафторитовой является докембрийская эклогит-гранулит-амфиболитовая формация северо-западной части Центрального Казахстана.

12. Щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая) формация для геосинклиналей фемического профиля была выделена в Западной Грузии. Здесь в зоне возникновения в батском веке геоантиклинальной структуры, сложенной вулканогенно-осадочной свитой байоса, причлененной к Грузинской глыбе, в верхней юре (кимеридж) в условиях мелкого (лагунного) моря происходило извержение магмы, давшей оливиновые базальты, оливиновые трахибазальты и анортоклазовые трахиты, в туроне — сантоне изливались оливин-анальцимоновые базальты (Дзюценидзе, 1948). Таким образом, хотя горно-складчатое сооружение Большого Кавказа (Центральное поднятие) еще не было окончательно сформировано, на южном склоне, в зоне ранней складчатости и Срединного массива, происходили извержения, характерные для устойчивых областей. Геосинклинальное развитие на Большом Кавказе закончилось в палеогене.

Аналогичное положение наблюдается и на Малом Кавказе — в Аджаро-Триалетской складчатой системе и собственно Малом Кавказе. Здесь в эоцене и раннем олигоцене образуются щелочные породы в Гурии, Памбаке и Талыше, хотя геосинклинальный режим еще сохранился. Наряду с этим уже в орогенную стадию развития на Большом и Малом Кавказе в континентальных условиях проявляется вулканизм известково-щелочного состава, что характерно и для других горноскладчатых систем. Несомненно, что хотя возникшие здесь вулканы по составу тождественны с таковыми в устойчивых областях, их объединение в один с ними формационный тип было бы ошибочным.

В Западной Грузии нами выделяются две одноименные, но разновозрастные формации: кимериджская и верхнемеловая оливин-базальт-трахитовая.

13. После полного прекращения геосинклинального режима в геосинклинальной системе и начала ее общего воздымания, т.е. в стадию формирования горноскладчатого сооружения, возникают орогенные формации.

Исходя из такого понимания орогенной стадии развития геосинклинальной системы, следует отметить, что в таких горноскладчатых областях, какими являются Большой Кавказ в альпийском цикле, Горный Крым, Аджаро-Триалетская складчатая система, собственно Малый Кавказ, Урал и другие, крупные (батолитовые) тела орогенных гранитоидов отсутствуют. В орогенную стадию развития образуются формации примерно в следующей последовательности: щелочная-оливин-базальтовая (трахибазальтовая), малых интрузий и даек пестрого состава, дацит-липарит-андезит-базальтовая.

К первой на Кавказе относятся следующие третичные формации: тешенитовая формация Ахалцихского района (Аджаро-Триалетский хребет), щелочно-базальтово-тешенитовая формация южного склона Большого Кавказа и др.

14. Ко второй формации следует отнести нижнетурнейскую кварц-диорит-плагиогранит-гранодиорит-гранитовую Иртышской зоны смятия, верхнепалеозойскую диабаз-порфирит-плагиогранит-гранит-порофировую Рудно-Алтайской подзоны, пермскую габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитовую Иртышско-Зайсанской зоны, неогеновую кварц-диорит-плагиогранит-гранитовую Большого Кавказа (истоков р. Цхенисцкали и Северной Осетии) и др.

15. В качестве примера последней формации, являющейся замыкающей (финальной, по Г.Штилле), на Большом Кавказе можно назвать верхнеплиоцен-антропогеновую липарит-дацит-базальтовую формацию.

Схема последовательного становления формаций, связанных с развитием эвгеосинклиналей, имеет следующий вид:

Собственно геосинклинальная формация (формационный тип):

- 1) толеит-базальтовая, (интра) геоантиклинальные формации (формационные типы),
 - 2) дунит-перидотитовая,
 - 3) зеленокаменно-аспидносланцевая,
 - 4) зеленокаменная или диабаз-порфирит-спилит-кератофировая,
 - 5) диорит-габбро-диабаз-порфиритовая,
 - 6) гипербазитовая,
 - 7) дунит-пироксенит-габбровая,
 - 8) прогрессивно-регионально-метаморфитовая,
 - 9) габбро-плагиогранитоидная и габбро-диорит-гранитоидная,
 - 10) гранодиорит-гранитовая,
 - 11) диафоритовая,
 - 12) щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая).
- Орогенные формации (формационные типы):
- 13) щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая),

14) малых интрузий и даек пестрого состава,

15) дацит-липарит-андезит-базальтовая.

В рассмотренной схеме классификации эндогенных формаций приводится последовательный ряд становления формации. Однако в результате того, что используемые нами геологические материалы не могут считаться в одинаковой мере полноценными, данная схема впоследствии будет уточнена. Идея же, вложенная в нее, нам представляется правильной, так как эндогенные формации (магматические, метаморфические, метасоматические, смешанные) представляют собой результат единого последовательного процесса развития определенного участка Земли. По этой причине их систематика должна быть единой.

ЛИТЕРАТУРА

- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии, Тбилиси, Изд-во АН Груз.ССР, 1948.
- Заридзе Г.М. О генетической связи метаморфитов, гранитоидов и зон минерализации с вулканогенно-осадочными формациями. - Труды Первого Уральск.петрогр.сов., т.1. Свердловск, Изд-во Уф АН СССР, 1963.
- Заридзе Г.М. Эндогенные формации орогенных областей. "Недра", 1970.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрасте и генезисе древних гранитоидных пород Храмовского массива (Груз.ССР). - Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 3.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Соображения о метаморфических фациях. - В сб. "К XXII сессии МГК". Тбилиси, изд-во "Мецниереба", 1964.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
- Москалева С.В. Химизм метасоматических превращений в дунит-пироксенит-габбровой формации Урала. - Сов.геология, 1965, № 5.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Рундквист Д.В. Распределение давления в горных породах и размещение метасоматических образований. - Труды Первой конф. по околорудн.метасоматозу. "Недра", 1966.
- Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Униксов В.А., Иванова Т.Н. Особенности тектоно-магматического развития Урало-Саяно-Тяньшанского подвижного пояса. - Междуна. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл.сов.геол. "Наука", 1968.
- Успенский Н.М. О генезисе конфокальных ультраосновных массивов Урала. - В сб. "Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР". Госгеолтехиздат, 1952.
- Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. - Сов.геология, 1959, № 3.
- Хесс Х.Х. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. - В сб. "Земная кора". ИЛ, 1957.
- Stille H. Einführung in den Bau Nordamerikas. Borntraeger, Berlin, 1940. Structural geology of Canadian ore deposits. Ottawa, 1960.
- Van Bemmelen R.W. The geology of Indonesia. V. 1A, Government Printig Office, The Hague, 1949.

ПСЕВДОМАГМАТИЧЕСКИЕ И ДРУГИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ УДАРНО-ВЗРЫВНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В. Л. МАСАЙТИС

В формационном анализе горных пород утвердилось представление о существовании трех основных групп геологических формаций, возникших в результате тектонических процессов, процессов осадконакопления и магматизма; это — осадочные, эффузивно-осадочные и магматические формации (Геологические формации, 1968). Иногда выделяют формации, связанные с различными видами преобразования вещества (формации кор выветривания, метасоматические, метаморфические и др.). Все перечисленные генетические ассоциации горных пород или группы формаций принадлежат к одной категории, являясь результатом взаимодействия и перераспределения вещества земных оболочек. Источником энергии этих взаимодействий является энергия глубинных процессов, а также лучистая энергия Солнца. Предполагают, что известную роль при этом могут играть также ротационные силы.

Полученные в течение последних лет материалы показывают, что в верхних горизонтах земной коры и на ее поверхности может быть выделена особая категория геологических формаций (обладающих рядом специфических признаков состава и структуры слагающих их пород), происхождение которой не связано с различными эндогенными и экзогенными процессами.

Формации, о которых пойдет речь, представляют собой результат взаимодействия горных пород земной коры с выпадающими на Землю сравнительно крупными космическими телами, при соударении которых с земной поверхностью выделяется большое количество энергии. К этой категории формаций¹ относятся линзы раздробленных и частично переплавленных пород, залегающие в пределах специфических круговых морфоструктур — метеоритных кратеров и астроблем (Кринов, 1962; Зоткин, Цветков, 1970, и др.). Астроблемами называют древние метеоритные кратеры, в результате эрозии и осадконакопления утратившие морфологические черты таких объектов (Dietz, 1963). Связанные с этими морфоструктурами формации развиты ограниченно и могут рассматриваться как акцессорные

¹ Эти формации могли бы быть названы астрогеологическими или космогеологическими.

по отношению к осадочным, эффузивно-осадочным и другим группам геологических формаций в верхних горизонтах земной коры и на поверхности.

Оценки выпадения на Землю кратерообразующих метеоритов показывают, что в течение последних 2 млрд. лет на ее поверхность могло выпасть свыше 100 000 метеоритов, которые могли бы создать кратеры подобно Аризонскому, имеющему поперечник около 1,2 км, примерно 6000 кратеров диаметром более 5 км и около 20 кратеров диаметром 50 км (Shoemaker et al., 1962). Данные о распространении древних метеоритных кратеров в пределах наиболее изученных с этой точки зрения суши показывают согласованность этих оценок с фактически наблюдаемым числом кратеров. Предполагают, что значительно более мощная бомбардировка Земли метеоритами происходила в догеологическую стадию, поэтому следы ее не сохранились (Beals, 1970).

Естественно, что результаты процессов соударения метеоритов с земной поверхностью не могли ускользнуть от внимания геологов, изучающих структуры и состав горных пород; однако вследствие некоторых причин, среди которых немаловажное значение имеют традиции геологических подходов к изучению различных образований в земной коре, установление истинной природы рассматриваемых объектов в большинстве случаев стало возможным только в последние годы.

Ранее круговые морфоструктуры космического происхождения и развитые в их пределах специфические породы рассматривались как результат сложной комбинации тектонических и магматических процессов и обычно назывались криптовулканическими (Bucher, 1933, и др.). Круговая форма этих объектов в плане, присутствие брекчий и стекловатых пород давали основание отождествлять их с трубками взрыва, комплексами центральных интрузий щелочно-ультраосновного состава и др. Эти круговые объекты рассматривались и в вулканологии, где был выделен даже специфический тип поверхностного вулканизма — тип Риса, характерной особенностью которого считалось проявление взрывной деятельности в областях, где до этого не было вулканических извержений. Со взрывами "типа Рис" связывали образование и ряда круговых морфоструктур на территории Советского Союза (Асаткин, 1938; Рысюков, 1939; Кирюшина, 1957, и др.).

Как известно, в породах кратера Рис в 1961 г. было обнаружено присутствие коэсита (Shoemaker, Chao, 1961) и метеоритного вещества (Chao, 1961), что позволило окончательно решить многолетний спор о происхождении этой структуры в пользу ее метеоритно-взрывной природы. За этим последовало установление наличия коэсита, стишовита и других признаков ударного метаморфизма горных пород, а также выявление остатков метеоритного вещества в ряде других круговых морфоструктур, длительное время считавшихся криптовулканическими (Джепта Ноб, Декатурвиль, Уэллс Крик, Штейнхейм и многие другие). В настоящее время "криповулканичес-

кие" структуры Северной Америки и Западной Европы большинством исследователей рассматриваются как метеоритные кратеры и астроблемы.

Тем не менее отдельные геологи продолжают придерживаться точки зрения о "криптовулканическом" происхождении круговых морфоструктур описываемого типа. Развитые в их пределах частью раскристаллизованные стекла (в том числе в виде облаков в брекчиях) относят к продуктам застывания ювенильного магматического расплава, поднявшегося к поверхности после сильного поверхностного взрыва. Этот взрыв, по мнению сторонников "криптовулканической" гипотезы, вызван газами магматического происхождения, внезапно осовободившимися вблизи земной поверхности. Как отметил Френч (French, 1968), предлагаемый по этой гипотезе механизм отличается весьма своеобразными особенностями, в частности взрыв должен был вызвать ударное давление, которое достигало сотен килобар вблизи земной поверхности и которое должно было внезапно проявиться на площади во многие десятки и сотни квадратных километров. Взрыв произошел в ограниченном замкнутом пространстве на небольшой глубине, так как круговые структуры, по данным бурения и геофизики, не имеют значительной протяженности на глубину. Общая энергия, освобождающаяся при взрыве и обеспечивающая брекчирование пород, для малых структур достигала 10^{24} эрг и, возможно, 10^{28} - 10^{30} эрг для крупных структур. При этом развивалась температура более 1500° , которая устанавливается по необычному характеру плавления пород и реакциям разложения. В дальнейшем должны были происходить быстрое охлаждение и закалка пород, о чем свидетельствует сохранение таких неустойчивых фаз, как стишовит и стекло. Эти явления не сопровождались в большинстве случаев появлением настоящего вулканического или магматического материала.

Необходимо напомнить, что "криптовулканические" взрывы во многих случаях происходили в областях, где ни до ни после не устанавливалось какой-либо вулканической деятельности. Такие структуры выявлены главным образом на щитах или в платформенных регионах, где развит кристаллический или складчатый фундамент и перекрывающий его осадочный платформенный покров.

Как известно, в современных вулканических областях устанавливается характерный тип извержений, сопровождающийся взрывами больших энергий: так называемые направленные взрывы, к которым относится, в частности, извержение вулкана Безымянный 1956 г. (Горшков, Богдавленская, 1965). Однако эти извержения резко отличаются по своему характеру от "криптовулканических" взрывов.

При извержениях вулкана типа Безымянного происходит полное или частичное разрушение вулканической постройки, образование "палящих туч" (*nuees ardentes*), откладывающих слои вулканического песка и пепла и формирующих пирокластические потоки, спекание которых приводит к образованию игнимбритов. Направленные

взрывы в большинстве случаев связаны со взрывами старых экструзивных куполов либо с ростом новых куполов. В процессе взрыва происходит выброс большого количества ювенильного материала как в форме пеплов, так и в форме пирокластических потоков и раскаленных лавин. При взрыве на несколько десятков километров происходит выброс крупных обломков и глыб пород вулканической постройки. По оценке Г.С.Горшкова и Г.Е.Богоявленской, начальное давление при взрыве вулкана Безымянного 30 марта 1956 г. достигало 3 кбар, общий объем ювенильных вулканических продуктов — 2–2,5 км³ при общей энергии извержения 3,8–4,8·10²⁵ эрг, причем на долю энергии взрыва приходится всего 2,5–3,0% общей тепловой энергии.

Выброшенный ювенильный пирокластический материал обладает всеми характерными признаками, присущими вулканическим образованиям. Это — обычно кислые или средние пеплы и обломки лавы, содержащей вкрапленники плагиоклаза, кварца, цветных минералов. Стекла характеризуются значительной однородностью состава.

Большинство особенностей отложений направленных взрывов (состав, формы залегания, соотношения с окружающими породами и с рельефом и т.д.) резко отличают их от "вулканических" пород, наблюдаемых в пределах так называемых криптовулканических структур. Совместно с брекчиями осадочных и кристаллических пород, которые характерны для таких структур, "вулканические" породы заполняют очень пологие воронкообразные углубления, диаметр которых весьма различен (от первых километров до многих десятков километров) и иногда во много раз превышает возможные для моногенных вулканических построек размеры. Собственно "вулканические" породы, в том числе стекла, входящие в состав брекчий, могут присутствовать в "криповулканических" структурах в различном количестве или вообще отсутствовать. Иногда объемы этих образований весьма значительны и изменяются сотнями кубических километров. Стекла и продукты их кристаллизации отличаются рядом специфических особенностей, к важнейшим из них относится присутствие большого количества обломков кристаллических пород, причем размеры этих обломков колеблются от многих десятков в поперечнике до долей миллиметров. Эти обломки пород и минералов несут признаки плавления и вторичной раскristализации. Наиболее важным отличием этих стекловатых (иногда раскristализованных) пород от магматических образований являются признаки ударного метаморфизма.

Ударный метаморфизм (French, 1968, и др.) вызывается кратковременным воздействием мощной ударной волны на различные породы и минералы. В силу неоднородности горных пород ударное давление распределяется в них также крайне неоднородно, что обуславливает неравномерное распределение и различную степень ударного метаморфизма одной и той же породы на прилегающих участках.

К внешним признакам проявления ударного метаморфизма относятся возникновение иногда обнаруживаемых в породах конусов раз-

рушения (Dietz, 1959), размеры которого — от первых сантиметров до нескольких десятков сантиметров и более. Петрографо-минералогические исследования показывают, что при ударном метаморфизме изменениям подвергаются в той или иной степени все минералы (Chao, 1968; Engelhardt et al., 1969; Stöffler, 1971, и др.). По мере увеличения пикового давления и температуры происходят следующие преобразования:

- 1) развитие неправильной трещиноватости, катаклаз, смятие листовых силикатов;
- 2) развитие планарных элементов по определенным кристаллографическим направлениям, понижение показателя преломления и дву-преломления, ударное двойникование, ударный кливаж (диаплектические или диаплектовые минералы);
- 3) преобразование кварца и полевых шпатов в диаплектические (диаплектовые) стекла или тетоморфные минералы;
- 4) кинетические реакции с образованием высокобарических фаз (коэсит, стишовит, жадеит, рингвудит, мейджорит, алмаз-лонсдейлит и др.);
- 5) полное плавление всех минеральных фаз и испарение.

Высокая остаточная температура, сохраняющаяся в породах после прохождения ударной волны, может уничтожить высокобарические минеральные фазы, являющиеся метастабильными.

Эксперименты показывают, что перечисленные типы преобразований происходят в интервале ударных нагрузок от нескольких десятков до многих сотен килобар (и даже до нескольких мегабар), а температура — до 2000° и более. При этом преобладающее значение имеют кинетические физико-химические реакции. Эти нагрузки значительно превышают мыслимые давления в верхних горизонтах коры при любых типах геологических процессов. Например, развитие планарных элементов в кварце происходит при давлении на фронт ударной волны не менее чем 90–100 кбар.

Признаки ударного метаморфизма установлены в породах из мест подземных ядерных взрывов, а также в образцах лунных пород, подвергавшихся метеоритным ударам. Эти признаки неоспоримо свидетельствуют о том, что несущие их породы испытали значительные ударные нагрузки, они не встречаются в вулканических породах и тектонитах, поскольку их образование происходит при давлениях не более нескольких килобар.

Ударно-метаморфизованные породы, диаплектовые минералы и стекла, высокобарические фазы некоторых соединений являются характерными атрибутами брекчий и переплавленных пород, залегающих в пределах большинства круговых морфоструктур ударно-взрывного происхождения ("криптовулканических"). Исходя из присутствия этих образований (так же, как и остатков метеоритного вещества), могут быть сделаны выводы об отнесении таких объектов к взрывным метеоритным кратерам (Preuss, 1969, и др.).

По признакам ударного метаморфизма, а также некоторым другим особенностям (топографическим, структурным, геофизическим

и др.) в течение последнего десятилетия оказалось возможным выявить несколько десятков взрывных метеоритных кратеров (и в том числе астроблем), располагающихся в пределах всех континентов (Short, Bunch, 1968). До последних лет на территории Советского Союза не было достоверно установлено таких структур, хотя возможность их обнаружения и предполагалась (Кринов, 1962). Л.В.Фирсовым (1965) были приведены аргументы в пользу метеоритно-взрывного происхождения Пучеж-Катунского кратера, но породы из этого объекта с этой точки зрения не были петрографически изучены. В.Л.Масайтис и другие геологи (Масайтис и др., 1971) на основании геолого-петрографических исследований показали, что в качестве крупного метеоритного кратера, диаметр которого достигает 100 км, может рассматриваться Попигайская котловина на севере Сибири.

Денс (Denise, 1971), основываясь на материалах Эскола (Escola, 1921), указал, что впадина озера Янисярви в Карелии может представлять собой древний метеоритный кратер. Высказывались предположения, что к числу такого рода образований следует отнести Болтышскую впадину на Украинском щите, Карскую впадину на Югорском полуострове.

Имеющиеся в литературе геологические материалы по указанным и некоторым другим объектам (Асаткин, 1938; Рысюков, 1939; Кацман, Тихомиров, 1962; Малаховский, Буслович, 1966; Никольский, 1969; Енокян и др., 1970, и т.д.), а также просмотр шлифов (в том числе из скважин), любезно предоставленных в наше распоряжение З.Г.Ушаковой, А.П.Никольским, Н.А.Румянцевой и М.А.Масловым, показывают, что ряд структур, рассматривавшихся ранее как "криштовулканические", трубки взрыва и т.д. следует относить к круговым морфоструктурам ударно-взрывного происхождения. Признаки ударного метаморфизма и плавления выявлены нами в породах из Пучеж-Катунского кратера (диаметр 80 км), Карской структуры (диаметр 50 км), Калужской структуры (диаметр 15 км), Болтышской впадины (диаметр 25 км), структуры Янисярви (диаметр 20 км), Ильинцевской структуры.

В брекчиях и переплавленных породах из всех перечисленных структур установлено присутствие кварца с планарными элементами, смятого биотита, в отдельных случаях также изопропилизованных полевых шпатов (Пучеж-Катунская, Калужская, Болтышская структуры) и некоторых других признаков ударного метаморфизма. Во всех структурах в брекчиях в том или ином количестве присутствуют различные стекла, иногда образующие достаточно крупные самостоятельные тела (Пучеж-Катунский кратер, Болтышская впадина и др.). В образцах О.Л.Эйнора из Карской впадины, хранящихся в ЦНИГР музее, нами обнаружены конусы разрушения. Возраст этих структур различен - протерозойский (Янисярви), среднепалеозойский (Калужская структура), мезозойский (Пучеж-Катунская и Болтышская структуры), кайнозойский (Карская впадина).

Все эти данные показывают, что нет оснований относить обнаруживаемые и на территории нашей страны "криптовулканические" (или "криптовзрывные", Dietz, 1959) структуры к объектам земного, эндогенного, происхождения (в том случае, конечно, когда их природа установлена соответствующими методами), а также рассматривать залегающие в их пределах породы в качестве представителей каких бы то ни было магматических формаций.

У нас и за рубежом в такого рода структурах нередко описывались обломочные или массивные породы, называвшиеся туфами и лавами андезитов, дацитов, трахиандезитов, трахитов, кварцевых латитов и других пород, на самом деле являющиеся продуктами кристаллизации расплавов ударно-взрывного происхождения. Интересно отметить трудности отнесения заполняющих кратеры "магматических" пород к соответствующим формациям определенного типа. К формации неясной принадлежности были отнесены, например, "андезиты" Попигайской котловины на Карте магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000 (1971). По существу же, как отмечалось выше, эти "андезиты" и подобные образования из других кратеров, так же как и взрывные брекчии, должны рассматриваться в качестве особой категории геологических формаций.

Могут быть выделены два ведущих формационных типа ударно-взрывного происхождения, которые развиты в пределах соответствующих морфоструктур. Это — формация импактитов и формация взрывных брекчий.

В первоначальном понимании импактитовым стеклом, или импактитом, было названо полиминеральное по составу стекло, возникшее при ударном плавлении пород в целом (Barnes, 1940). В последнее время Штоффлер (Stöffler, 1971) предложил называть импактитами все типы измененных ударом пород, встречающихся в метеоритных кратерах. Штоффлер признает, что этим самым он расширяет первоначальное содержание термина. В настоящей статье под импактитами понимаются породы, в том или ином количестве содержащие полиминеральные или мономинеральные стекла плавления ударного происхождения, или же полностью состоящие из таких стекол, возникших при застывании расплава, нередко испытывавшего значительные перемещения. Псевдотахилиты, встречающиеся в кратерах, не относятся к импактитам, так как флюидальное и плейчатое стекло псевдотахилитов является результатом трения и возникает по трещинам, вдоль которых происходит скольжение отдельных глыб при ударе и взрыве. Вместе с тем в отдельных случаях может осуществляться переход псевдотахилитов в импактитовые перемещенные и инъекцированные стекла.

Импактиты представляют собой породы брекчиевой текстуры, полностью или частично состоящие из стекла (нередко раскристаллизованного или пористого) и включающие обломки пород и минералов с признаками ударного метаморфизма. Импактиты возникли в результате полного или частичного плавления различных, но преимущественно кристаллических горных пород и отвечают им по сос-

таву. В отдельных случаях в импактитах устанавливается присутствие дисперсного метеоритного вещества в форме железо-никелевых шариков. Импактитовые стекла нередко гетерогенны, они могут включать высокобарические фазы некоторых соединений.

Наиболее широко распространенная разновидность импактитов — зювиты. Они напоминают туфы и представляют собой брекчии, состоящие из обломков и бомб стекла и обломков различных пород в разных количественных соотношениях, сцементированные тем же мелкораздробленным материалом. Встречаются как рыхлые, так и спекшиеся разновидности. В зювитах присутствуют обломки пород и минералов с признаками ударного метаморфизма, плавления и вторичной раскристаллизации. Зювиты залегают в виде сплошного горизонтального покрова внутри кратеров либо входят в качестве составной части в литоидные взрывные брекчии. Иногда зювиты сохраняются в виде выбросов и за пределами кратеров. Впервые зювиты были описаны в кратере Нордлингер Рис, установлены они также во многих других кратерах (Preuss, 1969; Short, Bunch, 1968, и др.). В структуре Седбери мощность зювитов (метаэювитов) достигает 1200 м, общий объем их может достигать 1000 км^3 (French, 1968). В Попигайском кратере видимая мощность зювитов около 100 м, по геофизическим данным она может достигать 1 км и более, развиты они на площади более 4000 км^2 (Масайтис и др., 1971). Зювиты известны в очень многих кратерах; на территории СССР, кроме Попигайского кратера, они развиты в Калужской, Пучеж-Катунской и Карской структурах.

Массивные импактиты в отдельных случаях получили имена собственные (жарнаиты в кратере Лапьярви, тагамиты в Попигайском кратере, бимштейны в кратере Кефель и др.). Эти породы состоят из стекла (иногда пористого), включающего обломки пород и минералов. Стекло, как и стекло зювитов, лишено вкрапленников, хотя в нем и встречаются микролиты полевых шпатов и пироксенов. Это отличает их от вулканических пород, близких по химическому составу. Стекла полосчатые, гетерогенны, нередко раскристаллизованы, наблюдаются признаки их реакционных взаимоотношений с включениями. Обломки плагиоклаза в стеклах регенерированы. Ряд особенностей массивных импактитов рассмотрен в последнее время Денсом (Dence, 1971).

Массивные импактиты образуют линзовидные тела в основании кратеров, в отдельных случаях дайкообразные тела, неки и пластообразные тела во взрывных брекчиях и зювитах, а также псевдопокровы. Массивные импактиты известны в кратерах Брент, Маникуган, Никольсон Лейк, Западный Клируотер в Канаде, Лейк Миен в Швеции и в других, они имеются также в Попигайском, Пучеж-Катунском и Болтышском кратерах и в кратере Янисярви в СССР. Размеры тел массивных импактитов, залегающих в крупных кратерах, соизмеримы с размерами магматических тел: мощность их — первые десятки метров, они прослеживаются на поверхности на первые километры и десятки километров. В кратерах небольшого

диаметра массивные импактитовые стекла встречаются в виде небольших кусков.

Следует отметить, что для плавления пород и образования импактитов необходимо, кроме значительной энергии удара, присутствие среди разрушаемых пород достаточно плотных разновидностей, в которых торможение проникающего тела и выделение тепла будут очень быстрыми. Состав импактитовых стекол и импактитов может быть различным в зависимости от состава пород мишени. В отдельных случаях импактиты резко отличаются от обычных магматических горных пород. Например, в случае плавления сланцев (в том числе кристаллических) импактиты резко пересыщены глиноземом. Такими особенностями обладают породы структуры Янисярви и Карской структуры. Более обычен случай, когда импактиты имеют состав гранодиорита, поскольку он отвечает среднему составу кристаллических пород земной коры, за счет которых преимущественно и образуются импактиты. В отдельных случаях импактиты (особенно массивные) отвечают по составу изверженным породам, в которых возник кратер. Таковы, например, импактиты Болтышской впадины, возникшие за счет плавления калиевых гранитов и отвечающие составу трахиандезита — трахита. Импактиты нередко изменены в результате низкотемпературного гидротермального метасоматоза, обусловленного циркуляцией атмосферных вод в нагретых породах.

Различия между массивными и витрокластическими импактитами вызваны различиями в способе перестроения расплавленного материала в момент взрыва. Зювиты возникли из высокотемпературного газовойпылевого облака, которое имело характер палящей тучи, отложившейся горячей и затем частично спекшийся материал как в пределах самого кратера, так и в зоне дальних выбросов. Массивные импактиты образовались при застывании расплава, оставшегося на дне кратера и частично распределенного радиально от его центра в результате взрыва. Часть этого расплава проникала в виде даек в породы основания, другая могла быть впоследствии выжата в упавшие сверху брекчии, а также на поверхность, образовав различного рода инъекционные тела и псевдопокровы, имитирующие формы залегания вулканических и гипабиссальных магматических пород.

Формация взрывных брекчий распространена в метеоритных кратерах и астроблемах шире, чем формация импактитов. Энгельгардт (Engelhardt, 1971) рассмотрел возникающие при кратерообразовании различные группы деформированных и обломочных пород, в число которых входят трещиноватые породы основания, несцементированные обломки и консолидированные брекчии. Эти группы пород названы им детритусовыми импактитовыми формациями (detrital, impact formations). Термин "формация" употреблен здесь в смысле петрографической группы пород, обладающей определенными особенностями залегания. Энгельгардт указывает, что классификация этих формаций может быть основана на нескольких различных принципах, в частности на степени ударного метаморфизма пород, составляю-

щих формацию, на местоположении этих образований – внутри или вне кратера, на составе обломков, т.е. мономиктовым или полимиктовым составе брекчий.

В соответствии с принятым выше пониманием термина "импактит" целесообразно ограничить применение его к породам, содержащим стекло. Поэтому для описываемых ниже перемещенных литоидных брекчий взрывного происхождения применяется термин "взрывные брекчии" (соответствующим образом названа и формация).

В зависимости от характера пород мишени и размеров круговой структуры эти литоидные брекчии могут иметь различные состав и внешний облик. Общей особенностью их является присутствие крупных (свыше метра, иногда до нескольких десятков и сотен метров в поперечнике) обломков и глыб различных пород, в том числе пород кристаллического фундамента, если кратер располагается в платформенном чехле. Сортировка и окатывание фрагментов отсутствуют, цемент представлен тем же мелкораздробленным материалом, соотношение цемента и обломков весьма различное, в ряде случаев он может почти отсутствовать. Характерной особенностью обломков и глыб более плотных пород в брекчиях являются их интенсивная раздробленность, катаклиз, нередко отмечается цементная текстура. Взрывные брекчии иногда включают очень крупные (до 1–1,5 км) отторженцы (клиппены) различных пород. Иногда отмечаются признаки плавления обломков кристаллических пород, псевдотахилиты с плейчатými флюидальными стеклами, примесь мелких обломков стекла в цементе брекчий. В плотных породах отмечаются конусы разрушения, а также петрографические признаки ударного метаморфизма (диаплектовые минералы и стекла, высокобарические фазы). Взрывные брекчии и мегабрекчии встречаются как внутри кратеров, заполняя их (это – обломки, упавшие после взрыва в кратер), так и в пределах языков выпадения и в виде выбросов по периферии кратеров, где они подвергаются сравнительно быстрому разрушению. Языки выпадения возникают при взрыве на бортах крупных кратеров под эродирующим воздействием радиально перемещающихся потоков раздробленного материала, увлекаемого расширяющимися газами. Имеются предположения о том, что во время ударного взрыва ледяного ядра кометы могло освободиться огромное количество воды, которое вызывало ливни и наводнения. При этом заполнение кратеров могло происходить в условиях бурной водной эрозии и переотложения (Zeberg, 1969).

Мощность взрывных брекчий в кратерах может быть весьма различной – от первых метров до нескольких сотен метров. Например, максимальная мощность линзы взрывных брекчий в Пучеж-Катунском кратере, по Л.В.Фирсову (1965), – около 2 км, общий объем их – около 2000 км³; в кратере Нордлингер Рис объем взрывной "пестрой брекчии" – около 40–50 км³ (Hüttner, 1969).

Взрывные брекчии во многих случаях ранее рассматривались как тектонические образования, отложения селевых потоков, фангломераты, вулканические выбросы, оползневые образования и т.д.

Круговые морфоструктуры, где совместно встречаются формации импактитов и взрывных брекчий, отличаются рядом особенностей залегания окружающих их горных пород, в которых произошло образование кратера (Preuss, 1969; и др.). К числу специфических структурных особенностей следует отнести наличие зон интенсивных кольцевых деформаций, опрокинутого залегания слоев, центробежных надвигов и складок, параллельных границам морфоструктуры. При расположении в горизонтально залегающих породах разной плотности возникают "двуслойные" кратеры, как, например, Нордлингер Рис.

В основании кратеров обычно развиты брекчированные и трещиноватые породы субстрата, нередко ударно-метаморфизованные и пронизанные дайкообразными телами импактитов. Отмечается концентрическая зональность этого метаморфизма. В кратерах диаметром свыше 3-4 км, в центральной части, нередко находятся центральные или кольцевые и полукольцевые поднятия пород брекчированного субстрата.

Круговые морфоструктуры метеоритного происхождения имеют, как показывают данные бурения и геофизики, сравнительно небольшую протяженность по вертикали по сравнению с их диаметрами; причем, чем больше диаметр структуры, тем она обладает относительно меньшей глубиной, что согласуется и с теоретическими представлениями (Baldwin, 1963).

Различные структурные (а в случае кайнозойских кратеров и морфологические) особенности сохраняются длительное время лишь в тех случаях, когда эти объекты возникают на суше или на мелководье, где осадконакопление преобладает над денудацией и формации импактитов и взрывных брекчий могут оказаться захороненными под перекрывающими осадками.

Такие условия типичны для щитов, а также плит или же областей шельфа. Падение крупных метеоритов в области мелководья будет, вероятно, иметь эффект, близкий к эффекту падения на сушу, так как толща воды небольшой мощности недостаточна для значительного торможения тела. При этом могут возникнуть специфические особенности взрывных брекчий, так как заполнение кратера будет происходить в условиях действия бурных турбулентных водных потоков, вливающих в кратер немедленно после взрыва. Значительный геологический эффект на прилегающих участках суши вызовут гигантские цунами. Такие же приливные волны возникнут и при падении метеоритов на акватории в глубоководных областях, где взрыв может произойти при торможении тела в воде на значительной глубине. Такие цунами могут оказаться запечатленными в толщах морских осадков в форме смещенных слоев, скоплений обломков и т.д. Испарение при взрыве больших количеств воды вызовет обильное выпадение осадков на суше.

Общей особенностью формации импактитов и взрывных брекчий, резко отличающей их от геологических формаций, создаваемых в течение относительно продолжительных отрезков времени, является их возникновение в результате одноактного процесса по существу

мгновенно. Поэтому в соответствующих образованиях отсутствуют перерывы, прослой осадочных пород и т.д. Ведущими признаками этих формаций являются текстура, высокотемпературные и высокобарические преобразования вещества земных горных пород, вхождение в состав формаций распыленного метеоритного вещества.

При размыве пород этих формаций будет происходить образование осадков, в состав которых войдут дезинтегрированные импактиты и взрывные брекчии. Обнаружение такого материала в обломочных осадочных породах может быть сделано по присутствию минералов и пород с признаками ударного метаморфизма.

Исследования показывают, что формации импактитов и взрывных брекчий развиты шире, чем предполагалось ранее. Выделение и изучение этих формаций важно не только для общей теории формационного анализа, но и непосредственно для решения вопросов региональной геологии и истории геологического развития тех или иных участков земной коры. Диагностика формаций рассматриваемой категории и вмещающих их структур позволит избежать ненужных затрат в тех случаях, когда круговые объекты ударно-взрывного происхождения рассматриваются как эндогенные, производится их детальное опосредованное на комплекс полезных ископаемых, который с ними связан быть не может. В то же время сами формации импактитов и взрывных брекчий могут представлять интерес для практического использования. Не говоря уже о том, что импактиты являются в ряде случаев прекрасным строительным материалом (например, спекшиеся зювиты), они в отдельных случаях могут содержать некоторые количества аксессуарного алмаза, возникшего при ударном метаморфизме за счет графита кристаллических пород основания кратера. Впадины кратеров иногда становятся замкнутыми бассейнами осадконакопления, где образуются эвапориты и горючие сланцы. Наконец, пористые линзы брекчий и зювитов, перекрытые толщами глин, могут оказаться пригодными для использования в качестве подземных хранилищ газа.

Как показывает пример Седбери, круговые структуры в отдельных случаях благоприятны для размещения рудоносных основных интрузий. В связи с этим примером залегания нормальных изверженных пород в пределах древнего метеоритного кратера необходимо кратко остановиться на так называемом триггерном вулканизме, обусловленном падениями крупных метеоритов. Этот вопрос рассматривался ранее в ряде работ (Сагг, 1964; Ронка, 1968; и др.), дополнительному обсуждению он подвергался на специальном съезде в Хьюстоне осенью 1970 г. Представленные на этот съезд доклады (Geophys. Res., 1971, 76, № 23) показывают, что в настоящее время нет убедительных данных, которые бы указывали на появление в крупных метеоритных кратерах каких-либо поднявшихся с глубины магматических масс непосредственно под влиянием удара, взрыва и вслед за ними. Об этом же свидетельствуют и полученные нами данные по Попигайскому кратеру — одному из крупнейших выявленных в настоящее время на поверхности суши.

Энергия удара составляла здесь около 10^{30} эрг; можно предполагать, что трещиноватые породы развиты здесь до глубины около 20 км (при диаметре кратера около 100 км и допускаемой мощности аллогенной брекчии и зювитов до 3 км). В пределах кратера широко развиты импактиты, имитирующие некоторые внешние особенности лавы (пластовая и покровная формы залегания, столбчатая отдельность, неровная подошва, пористое сложение отдельных частей тел и т.д.), вулканические туфы (стекловато-обломочное сложение, присутствие бомб, спекание цемента, включения обломков посторонних пород и т.д.) и гипабиссальные интрузии (дайкообразная и некоиобразная формы залегания, заполнение трещин и т.д.); однако какие бы то ни было синхронные магматические породы неизвестны.

Это понятно, поскольку в момент удара вряд ли можно ожидать присутствие магмы под земной корой именно в этом месте. В то же время для плавления пород на глубине в результате внезапной разгрузки требуется снятие не 2-3 км пород, как отмечается при взрывах и образовании кратеров диаметром до 100 км, а по меньшей мере 20-25 км.

Таким образом, непосредственно с образованием крупных метеоритных кратеров связаны только специфические геологические формации ударно-взрывного происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Асаткин Б.П. Гдовские дислокации. - Труды Лен.геол.треста, 1938, вып.14. Взрывные кратеры на Земле и планетах. "Мир", 1968.
- Геологические формации. Материалы к совещанию. Л., 1968.
- Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955-1963 гг. "Наука", 1965.
- Енокия В.С., Зенченко М.С., Водолазский В.Н., Яцук В.И. Новое о строении Усть-Карской депрессии на Пай-Хое. - Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока европейской части СССР. Сб. 6. Сыктывкар, 1970.
- Зоткин И.Т., Цветков В.И. О поисках метеоритных кратеров на Земле. - Астроном.вест., 1970, IV, № 1.
- Карта магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000. Краткая объяснительная записка. Л., 1971.
- Кацман А.В., Тихомиров С.В. Результаты разведочных работ на Калужской площади. - Труды Союзной геолого-поисковой конторы (СПК), 1962, вып.3.
- Кирюшина М.Т. О мезо-кайнозойских вулканогенных породах Попигайской котловины. - Инф. бюлл. Ин-та геологии Арктики, 1957, вып.3.
- Кринов Е.Л. Метеоритные кратеры на поверхности Земли. - Метеоритика, 1962, вып. XXII.
- Малаховский Д.Б., Буслович А.Л. Новые данные о происхождении гдовских дислокаций. - Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР, 1966, вып. 5.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановский Т.В. Попигайский метеоритный кратер. - Сов.геология, 1971, № 6.

- Никольский А.П. Генезис магмы и тектонической впадины Болтышского вулкана. - Тезисы доклада к III всеев.вулкан.сов. Львов, 1969.
- Ронка Л.Б. Метеоритный удар и вулканизм. - В сб. "Взрывные кратеры на Земле и планетах". "Мир", 1968.
- Рысюков И.Л. Молодые вулканогенные образования Пай-Хоя. - Проблемы Арктики, 1939, № 9.
- Фирсов Л.В. О метеоритном происхождении Пучеж-Катунского кратера. - Геотектоника, 1965, № 2.
- Baldwin R.B. The measure of moon. Chicago, Univ. of Chicago Press., 1963.
- Barnes V. North American tektites. - Texas Univ. Publ., 1940, N 3945.
- Beals C.L. Impact craters and related ages of Earth and Moon. - Nature, 1970, 225, N 5320.
- Bucher W.H. Cryptovolcanic structure in the United States. - Intern. Geol. Congress, Reports of the XVI session, USA, 1933, 2.
- Bucher W.H. Cryptoexplosion structures caused from without or from within the Earth? ("astroblesmes" or "geoblesmes"). - Amer. J. Sci., 1963, 261, N 7.
- Carr M.H. Impact-induced voldanism. Astrogeologic studies. - U.S. Geol. Surv. openfile Ann. Prog. Rept., 1964, pt. A.
- Chao E.C.T. Evidence for the impact origin of the Ries Basin, paper presented at the annual meeting of the German Mineralogical Society, Tübingen, 1961.
- Chao E.C.T. Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks - based on petrographic observations. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Ab., 1968, 108, H. 3.
- Dence M.R. Impact melts. - J. Geophys. Res., 1971, 76, N 23.
- Dietz R.S. Shatter cones in cryptoexplosion structures (meteorite impact?). - J. Geol., 1959, 67.
- Dietz R.S. Astroblesmes: ancient meteorite impact structures on the Earth. In the Moot, Meteorites and Comets (B.M. Middlehurst and G.P. Kuiper, eds.). Chicago, Univ. of Chicago Press, 1963.
- Engelhardt W. von. Detrital impact formations. - J. Geophys. Res., 1971, 76, N 23.
- Engelhardt W. von, Stöffler D., Schneider W. Petrologische Untersuchungen im Ries. - Geol. Bavar., 1969, 61.
- Escola P. On volcanic necks in Lake Jänisjärvi in eastern Finland. - Bull. Comm. Geol. Finland, 1921, 55.
- Hüttner R. Bunte Trümmernassen und Suevit. - Geol. Bavar., 1969, 61.
- Mills A.A. Fluidisation phenomena and possible implications for the origin of lunar craters. - Nature, 1969, 224, N 5222.
- Preuss E. Einführung in die Ries-Forschung. - Geol. Bavar., 1969, 61.
- Preuss E. Kennzeichen von Meteoriten-Kratern mit Bezug auf das Ries. - Geol. Bavar., 1969, 61.
- Shoemaker E.M., Chao E.C.T. New evidence for the impact origin of the Ries Basin, Bavaria, Germany. - J. Geophys. Res., 1961, 66.
- Shoemaker E.M., Hackman R.J., Eggleton R.E. Interplanetary correlation of geologic time. Adv. Astronaut. Sci., 1962, 8.
- Short N.M., Bunch T.E. A worldwide inventory of features characteristic of rocks associated with presumed meteorite impact craters. Shock metamorphism of natural materials, eds. French B. and Short N. Baltimore, 1968.
- Stöffler D. Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks of impact craters. - J. Geophys. Res., 1971, 76, N 23.
- French B. Shock metamorphism as a geological process. - In Shock metamorphism of natural materials, eds. French B. and Short N. Baltimore, 1968.
- French B. Sudbury structure, Ontario: some petrographic evidence for an origin by meteorite impact. - In Shock metamorphism of natural materials, eds. French B. and Short N. Baltimore, 1968.
- Žebera K. Geological effects of comet and large meteorite impacts on terrestrial and lunar surfaces. - Věstn. Ústřed. ústavu geol., 1969, 44, N 1.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ В СВЯЗИ С МАГМАТИЗМОМ

А. А. МАРАКУШЕВ

За последние годы существенно изменились представления о природе метаморфизма, магматизма и эндогенного рудообразования (металлогении), связи между которыми оказываются более непосредственными и закономерными, чем предполагалось ранее.

Некоторыми авторами метаморфизм рассматривается в одном ряду с процессами литификации осадочных пород: эпигенез — метаморфизм. Это является отражением устаревшей концепции метаморфизма погружения, связывающей его с повышением температуры и давления в соответствии с нормальным градиентом земли. Такая концепция противоречит данным о соотношениях температуры и давления при метаморфизме, который всегда обусловлен аномальным подъемом геосизотерм и не отражает неизменной связи метаморфизма с дислокациями земной коры. Метаморфизм, как и другие эндогенные явления (магматизм, металлогения), отражает геоструктурное развитие земли и связанную с ним общую восходящую миграцию вещества.

Метаморфизм тесно связан с общим геоструктурным развитием земной коры, и эта связь наиболее отчетливо проявляется в формационной систематике метаморфических горных пород. Метаморфическая формация объединяет в широком геологическом плане горные породы, связанные общностью происхождения, т.е. отвечающие определенным геотектоническим структурам на разных стадиях их развития. Породы в пределах формации образуют устойчивые ассоциации, будучи связанными парагенетически.

Развитие геосинклинальных и других подвижных поясов связано с общей эволюцией земной коры, которая может иметь прогрессивный или регрессивный характер. В первом случае происходит формирование континентальной коры складчатого строения, во втором — континентальная кора подвергается процессам тектонической активизации, вновь вовлекаясь в процессы развития. Соответственно выделяются метаморфические формации прогрессивного геосинклинального развития и метаморфические формации устойчивых областей, связанные с процессами их активизации. Четкое разграничение этих типов подвижных зон не всегда возможно, так как нередко "нормальные" эвгеосинклинали закладываются отчасти также на сиалическом основании, будучи связанными с его активизацией.

Об этом свидетельствует появление контрастных липарит-базальтовых (альбитофир-спилитовых) серий вулканических пород на ранних геосинклинальных стадиях. Связанные с подобными структурами метаморфические формации рассматриваются ниже совместно с формациями нормального геосинклинального развития, которым они соответствуют по характеру метаморфизма. Формации устойчивых областей ограничиваются метаморфическими проявлениями, связанными с развитием дислокаций на платформах, с траповым, щелочным, кимберлитовым и другим магматизмом. Соответственно намечаются следующие группы метаморфических формаций:

А — метаморфические формации начальных и ранних стадий развития эвгеосинклиналей ("догранитный" метаморфизм): цеолит-зеленокаменно-спилитовая, спилит-зеленокаменная, зеленокаменно-глаукофан-сланцевая, эклогит-глаукофан-сланцевая и др.;

Б-I — метаморфические формации зрелых стадий эвгеосинклинального развития и начальных дислокаций в терригенных геосинклиналиях (метаморфизм, связанный со становлением плагиогранитов и плагиомигматитов): филлитово-сланцевая, сланцево-плагиогнейсовая, эндербитовая, плагиомигматитовая и др.;

Б-II — метаморфические формации терригенных и переходных к ним геосинклиналей и заключительных стадий развития эвгеосинклиналей (метаморфизм, сопряженный с развитием нормальных калиевых гранитов и ортоклазовых мигматитов): филлитово-сланцевая, сланцево-гнейсовая, чарнокитовая, мигматитовая и др.;

В — метаморфические формации устойчивых областей, связанные с развитием дислокаций и магматизма: контактовый метаморфизм, обусловленный внедрением трапов, щелочных базальтоидов, гранитоидов и других пород.

Эволюция метаморфизма подвижных зон в общем носит направленный характер:

А → Б-I → Б-II → В.

В развитии метаморфизма отмечается наложение формаций с образованием промежуточных типов и пространственная экспансия метаморфизма с охватом слоистых толщ в новых фациально-структурных зонах, формирующихся в ходе геосинклинального развития. Метаморфические формации в Тихоокеанской континентально-океанической переходной области рассмотрены в работе А.А. Маркушева и др. (1971). На основе обобщения петрологического материала в этом регионе намечается общая закономерность распространения формаций, обусловленная смещением с течением времени тектонической и метаморфической активности от континента в сторону океана (в части Корякского нагорья это отмечал Н.Л.Добрецов). Закономерность четко фиксируется положением метаморфических формаций группы А (в офиолитовых поясах и связанных с ними структурах). Докембрийские формации группы А распространены в континентальной области, хотя здесь они существенно затушева-

ны последующим метаморфизмом, связанным с формированием плагиомигматитов (переходный тип $A \rightarrow B-I$). В эвгеосинклинальных структурах, прилегающих к континентам, прослеживаются формации группы А палеозойского возраста (Пенжинская, Дахедженская, Хасанская, Брисбен и др.); затем следуют мезозойские (Хатырская, Камуикотан, Самбагава и т.д.) и верхний мел-палеогеновые формации (Карагинская, Филиппинская, Меланезийская и др.). В каждой возрастной группе метаморфические пояса группы А содержат наложения более позднего метаморфизма ($A \rightarrow B-I$) и окаймляются со стороны континента эвгеосинклинальными структурами зрелых стадий развития (с более терригенным стратиграфическим разрезом и базальт-андезитовым и андезит-дацитовым вулканизмом), охваченных метаморфизмом типа $B-I$.

Общая эволюция метаморфизма и магматизма подвижных зон сопровождается усилением роли калия в растворах; завершением ее является развитие метаморфических пород формационной группы $B-II$. Особенно ярко метаморфизм этого типа проявляется в терригенных и переходных к ним геосинклиналях внутренних (континентальных) частей геосинклинальных систем, в которых метаморфизм $B-I$ может отсутствовать или быть развитым ограниченно. Эта особенность метаморфизма в терригенных геосинклиналях обусловлена наличием мощных отложений глинистых пород, первично обогащенных калием, которыми подавляется первично натровый характер ювенильных метаморфических флюидов.

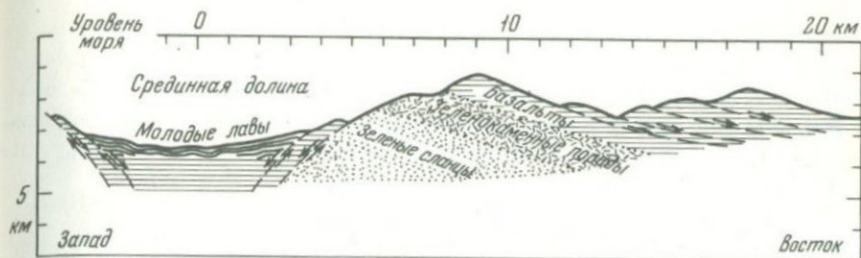
Региональный метаморфизм имеет большей частью аллохимический характер, что улавливается по изменению соотношения содержания щелочных металлов, которые обладают относительно высокой миграционной способностью. В породах формаций А и $B-I$ отчетливо прослеживается возрастание Na/K с развитием метаморфизма. По мере усиления метаморфизма состав пород приближается к составу плагиогнейсов и плагиогранитов. В формациях группы А пределом изменения состава базальтоидов при метаморфизме являются породы типа спилитов или глаукофановых сланцев, содержащих эгирин, рибекит и другие щелочные минералы натрового ряда. Однако в связи с развитием калиевых мигматитов и других пород формационного ряда $B-II$ характер петрохимической эволюции пород иной [наблюдается понижение Na/K и возрастание общей щелочности $(Na + K)/Al$], так что состав пород приближается к составу нормальных калиевых гранитов. Эта последняя тенденция устанавливается в зональных метаморфических комплексах терригенных геосинклиналей.

Перейдем к обзору метаморфических формаций намеченных групп.

Для эвгеосинклинальных зон на ранних стадиях развития характерна ассоциация зеленокаменно измененных толеитовых базальтов (лавы, обычно подушечного строения), кремнистых и других глубоководных осадков и интрузий гипербазитов дунит-гарцбургитового ряда, превращенных в серпентиниты. Эта ассоциация распространена в океанических хребтах, которые могут рассматриваться как

эмбриональные эвгеосинклинали, на островных дугах, в которых они занимают краевое (океаническое) положение, а также во внутриконтинентальных рифтовых зонах в обрамлении опущенных краевых платформенных систем (Зоненшайн, 1971).

Океанические хребты, генетически связанные с мировой системой рифтов, характеризуются в настоящее время высокой тектонической активностью. В обе стороны от этих хребтов постепенно увеличивается возраст базальтов, что прослеживается по Срединно-Атлантическому, Индоокеанскому и Восточно-Тихоокеанскому хребтам. Океанические хребты характеризуются термическими аномалиями — к ним приурочены интенсивный вулканизм (гипабиссальные внедрения и подводные излияния толеитовых базальтов), интрузии гипербазитов, габбро и анортозитов, проявления метаморфизма (серпентинизация гипербазитов, спилитизация и зеленокаменное изменение базальтов), обусловленные восходящими потоками ювенильных флюидов. Однако в их разрезах нет места терригенным отложениям; это обусловлено удаленностью от областей сноса. Они никогда не перерастают в нормальные геосинклинали, которым свойственна большая мощность вулканогенно-осадочных пород. Их развитие не приводит к формированию складчатой коры континентального типа, что отмечается в геосинклинальных зонах островных дуг и в других структурах, развивающихся в обрамлении континентов. Консолидация этих структур приводит к формированию подводных поднятий и океанических вулканических островов со щелочным вулканизмом. В результате метаморфизма местами возникают плагиоклаз-рогово-обманковые породы типа амфиболитов (Фишер, Энгель, 1970), актинолит-эпидот-хлорит-альбитовые сланцы, отделенные зонами зеленокаменных пород с цеолитами от базальтов и их туфов (Andel, Wopin, 1968), альбит-хлоритовые сланцы и спилиты (Cann, 1969), тальковые породы, серпентиниты. Метаморфизм имеет натровый характер, что устанавливается петрохимическими исследованиями (Фишер, Энгель, 1970; Cann, 1969). Метаморфические породы обнажаются на океаническом дне, по-видимому в "эрозийных окнах", образовавшихся при воздымании хребтов вдоль бортов рифтовых зон (срединных долин), сложенных молодыми базальтовыми потоками (фиг. 1). Метаморфизм носит малоглубинный характер (граница зеленосланцевой и цеолитовой фаций), и при его интерпретации необходимо учитывать давление водяного столба высотой в несколько километров. Метаморфизм по времени, по-видимому, совпадал с периодом растяжений, сопровождавшихся образованием восходящих флюидных потоков и магматическими внедрениями. В периоды воздымания хребтов вследствие коробления океанической коры метаморфические породы приобрели сланцеватость. Метаморфизм, связанный с океаническими рифтовыми долинами, распространяется в глубины земли, с чем связано разуплотнение не только коры, но и мантии (скорость прохождения волн в мантии снижается под этими структурами с 8,1 до 7,5 км/сек).



фиг. 1. Геологическая позиция метаморфических образований в восточной части Срединно-Атлантического хребта (поперечное сечение приблизительно по $22^{\circ}30'$). Вертикальный масштаб без искажения (Van Andel, Bowin, 1968)

Метаморфические породы, обнажающиеся в океанических хребтах, можно объединить в цеолит-зеленосланцево-спилитовую формацию. Она отвечает небольшой глубине эрозионного среза. В качестве постоянного члена в нее входят серпентиниты.

В областях перехода от континентов к океанам офиолитовый комплекс развивается в системах островных дуг, что подчеркивает общность их начальных этапов развития с рифтовыми структурами типа океанических хребтов. Аналогия раннего развития этих структур прослеживается также в характере метаморфизма. Принципиально различаются мощности вулканогенно-осадочных слоистых толщ. Островные дуги входят в состав геосинклиналий систем, в которых формируется кора континентального типа, характеризующаяся складчатым строением. Их строение наглядно отображено на тектонической карте Евразии (1966), составленной коллективом авторов под редакцией А.Л. Яншина. Геосинклиналий подвижные системы состоят из глубоководных сейсмичных желобов, геосинклиналий поднятий и геосинклиналий котловин и прогибов окраинных морей (фиг. 2). Прогибы Японского моря и Сахалина связаны с Хоккайдо-Сахалинской системой дислокаций, которая продолжается в Японскую островную дугу; Курило-Пенжинский прогиб связан с Курильской дугой, а прогиб Берингова моря - с дугой Алеутских и Командорских островов (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Различные системы причленяются под углом друг к другу, что связано с наличием глубинных зон скалывания. Со стороны океана геосинклиналий системы окаймляются окраинными валами, повторяющими общее направление желобов. С заложением геосинклиналий систем в развитие вовлекаются новые участки океана, подвергающиеся "континентализации" путем накопления осадков в котловинах и формирования поднятий с интенсивными проявлениями магматизма и метаморфизма. Поднятия или имеют чисто вулканическую природу или связаны с пликативными дислокациями вулканогенно-осадочных толщ. В первом случае поднятия в какой-то мере аналогичны вул-

каническим хребтам в океанах, формируясь иногда на их продолжениях [например, поднятие Ширшова в Беринговом море на северном продолжении Гавайского вулканического хребта]. Но они отличаются от океанических структур кислым вулканизмом (андезитовым и андезит-липаритовым) и значительным развитием пирокластических образований.

Тектоническая активность со временем смещается в направлении от континента к океану, что отражается во взаимном расположении геосинклинальных систем и во внутреннем строении складчатых геоантиклинальных поднятий. Наиболее молодыми являются внешние (океанические) системы — Алеутская, Курильская, Нампо, Марианская. В плане этих структур фиксируется четвертичный и современный толеитовый вулканизм, свойственный ранним активным стадиям развития геосинклиналей.

Как подчеркивалось некоторыми исследователями (Кропоткин, Шахварстова, 1965; и др.), геосинклинальное развитие — процесс, продолжающийся в настоящее время. Он отражен в динамике новейших тектонических движений в областях перехода от континентов к океанам, в их связях с молодым и современным магматизмом и сопровождающим его метаморфизмом. Флюидная (гидротермальная) деятельность, приводящая к интенсивному изменению горных пород, описана во многих областях современного вулканизма. В основном это низкотемпературные метасоматические преобразования пород типа пропилитизации, аргиллизации и т.д. Собственно метаморфические изменения ограничены более глубинными условиями, и метаморфические породы вскрываются только при достаточно глубокой эрозии геологических формаций. С этим связаны некоторые возрастные ограничения. Так, в пределах Тихоокеанского подвижного пояса метаморфизм фиксируется в отложениях не моложе миоценового и плиоценового возраста, но и в них он проявлен только в очень слабой степени в толщах эффузивов и их туфов, туфопесчаников, алевролитов и выражается в слабом зеленокаменном изменении, спилитизации, развитии цеолитов, хлорита, пренита, пумпеллиита, серицита (о-ва Парамушир, Шумшу и др.). Более интенсивный метаморфизм этого возраста (локализованный вдоль линейных зон) неизвестен. Из проявлений наиболее молодого интенсивного метаморфизма отмечается метаморфическая зона острова Карагинского, в которой метаморфизму подверглись верхнемеловые (или верхний мел-палеогеновые) кремнисто-вулканогенные образования. Метаморфизм, вероятно, имеет палеогеновый возраст. На фиг.2 отражена геологическая позиция Карагинской зоны относительно метаморфических зон смежной территории Камчатки.

Это самая восточная метаморфическая зона, которая фиксируется крупными интрузиями гипербазитов и габброидов, т.е. связана с типичным офиолитовым поясом. Западнее Карагинской зоны, ближе к континенту, как видно на схеме фиг.2, располагаются последовательно метаморфические зоны мезозойского (Хатырская) и палеозойского (Пенжинская) возрастов, фиксируя своим расположением

ем этапы последовательного разрастания геоантиклинального поднятия по направлению от континента к океану. Аналогичная последовательность изменения возраста метаморфических образований намечается во многих других геоантиклинальных поднятиях Тихоокеанского подвижного пояса (Маркушев и др., 1971). Эта закономерность хорошо выражена в системе метаморфических зон Японии, в которой Миаширо выделял относительно древнюю пару метаморфических зон (Хида и Сангун) и более молодую пару (Риоке и Самбагава), расположенную на океанической стороне японских островов (Miyashiro, 1961). Однако общая тенденция смещения тектонической, магматической и метаморфической активности с течением времени от континента в сторону океана значительно осложняется процессами активизации (вовлечения в геосинклинальное развитие в результате растягивающих усилий) уже консолидированных участков земной коры. При этом относительно древние блоки оказываются окруженными молодыми складчатыми, местами метаморфизованными сооружениями. Особенно наглядно это проявляется в зонах перехода от докембрийских платформ к более складчатым структурам. Как показано на схеме фиг.2, кристаллические массивы архейского или протерозойского возрастов залегают в зонах палеозойской и мезозойской складчатости на северо-востоке СССР (Охотский, Тайгоносский, Омолонский, Колымский массивы) и в Приморье (Ханкайский массив). Их структурная позиция во многом дискуссионна. Возможно, при заложении палеозойских и мезозойских геосинклиналей эти массивы были отчленены от Сибирской и Китайской платформ и вовлечены в общее геосинклинальное развитие. Не менее дискуссионным является вопрос выделения докембрийских формаций на островных дугах. Некоторые краевые (со стороны континента) формации островных дуг в какой-то мере аналогичны докембрийским формациям, развитым на континентах (чарнокитовые гнейсы западной части Новой Зеландии, северная окраина по-ва Хонсю в Японии и др.). На схеме фиг.2 граница распространения докембрийских формаций на о-ве Хонсю намечена соответственно со схемой П.Н.Кропоткина и К.А.Шахварстовой (1965).

К геосинклинальным поясам рассматриваемого типа на ранних стадиях развития приурочены интрузии так называемых альпинотипных бедных кальцием гипербазитов (гарцбургитов), которые настолько тесно связаны с вмещающими осадочно-вулканогенными толщами, что первоначально рассматривались в качестве эффузивных образований наряду с базальтоидами. Процессы метаморфизма накладываются на уже сформированные интрузивные тела. Поэтому практически не встречается свежих альпинотипных гипербазитов. Всегда они интенсивно метаморфизованы (серпентинизированы и т.д.). Интрузии этого типа не дифференцированы и сопровождаются месторождениями хрома, силикатного никеля, асбеста, талька. Петрохимически они характеризуются высокой магнезиальностью и низкой титанистостью, высоким фоновым содержанием золота, значительно превышающим его кларк - $5 \cdot 10^{-7}\%$ (Моисеенко и др., 1971). Пе-

речисленные признаки отличают этот комплекс от гипербазитовых формаций поздних стадий геосинклинального развития и устойчивых областей. Для них, наоборот, характерны дифференцированность от оливинитов до габброидов, высокие железистость и титанистость, повышенные содержания кальция (дунит-верлит-клинопироксеновый ряд), наличие месторождений окислов железа и титана, сульфидов меди и никеля, низкое фоновое содержание золота (Моисеенко и др., 1971).

Известны офиолитовые пояса различного геологического возраста (Попов, 1968, стр.44): докембрийские (Канадский, протягивающийся через Гудзонов залив, Мозамбик-Нубийский, Карело-Финский), каледонские (Аппалач-Ньюфаундлендский, Шотландско-Скандинавский), герцинские (Уральский, Тяньшанский, Памирский), мезозойские (преобладают в Тихоокеанском подвижном поясе) и верхний мел-палеогеновые [(Восточно-Камчатский, Филиппинский, Борнео-Целебесский, Ново-Каледонский, Бирманский, Гималайский, Родопский (Персидский залив, о-ва Кипр и Крит)], Сицилийско-Аппенинский и др.

Если гипербазиты залегают в метаморфических поясах, степень их серпентинизации связана с характером метаморфизма: она усиливается с понижением температуры метаморфизма, с переходом от амфиболитовой фации к фациям зеленых (хлоритовых) и голубых (глаукофановых) сланцев. Серпентинизация гипербазитов обусловлена воздействием на ультраосновные массивы тех же растворов глубинного происхождения, которыми вызывается метаморфизм вмещающих слоистых пород. Поэтому в серпентинитовых массивах, подчиненных метаморфическим поясам, нередко развивается минерализация, специфическая для этих поясов. Особенно наглядно это проявляется в поясах натрового глаукофанового метаморфизма, в которых гипербазиты также содержат щелочную минерализацию.

В рассматриваемой группе формаций особенно ярко проявляется натровый характер метаморфизма, органически связанного с раннегеосинклинальным магматизмом, петрохимически характеризующегося крайней бедностью калием (толеитовая серия базальтов с предельно низким K_2O/Na_2O) и в интрузивном ряду также кальцием (дунит-гардбургитовая серия). Метаморфические преобразования пород как бы продолжают петрохимическую эволюцию, наметившуюся в магматических сериях. Они начинаются со спилитизации базальтоидов, сопровождающейся дальнейшим понижением в них K_2O/Na_2O и CaO/Na_2O . Метаморфизм рассматриваемого типа по характеру крайне разнообразен, что обусловлено неодинаковым эрозионным срезом метаморфических зон и спецификой состава метаморфизующих флюидов, поступающих вдоль разломов неодинаковой глубины заложения. Можно выделить формации широкого зеленокаменного перерождения пород (зеленокаменных пород с цеолитами, с прени-том и пумпеллитом), альбит-хлоритовых (зеленых) сланцев, глаукофановых (голубых) сланцев, эклогит-глаукофановые формации и др. Описание их, включая и метаморфические зоны, представленные

на фиг.2, приводится в работе А.А.Маракушева и других геологов (1971).

В определенных структурно-фациальных зонах на ранних стадиях геосинклинального развития происходит накопление кремнисто-вулканогенных и терригенно-кремнистых отложений. В ассоциацию с ними нередко входят железистые, железо-марганцовистые и марганцовистые кремнистые отложения, превратившиеся при метаморфизме в джеспилиты или железистые кварциты. В докембрийский период их накопление имело широкий размах.

Железистые кварциты ассоциируют с метаморфическими породами различных ступеней метаморфизма; от зеленых и слюдястых сланцев до пироксеновых амфиболитов, нередко со щелочной (натровой) минерализацией.

Богатые марганцем первично-кремнисто-вулканогенные образования (кварциты и кристаллические сланцы) известны под названием гондитовой формации в докембрийской серии дхарвар в Индии.

Типичный гондит состоит из спессартина и кварца, иногда с апатитом и рутилом.

В глубоко эродированных структурах, например в докембрийских щитах, формации рассматриваемой группы представлены комплексами гранатовых амфиболитов, гранат-двупироксеновых основных гранулитов (плагноклазовых эклогитов) с подчиненными им пироксенидами, горнблендитами и другими продуктами метаморфизма гипербазитов. Но они большей частью гранитизированы, представляют переход к следующей формационной группе (А→Б-I). К ним относятся Бугско-Днестровский комплекс Украинского щита, Куральтино-Гонамский комплекс юга Алданского щита и др. Формации промежуточного типа широко развиты и в более молодых зонах палеозойского и мезозойского возрастов (фиг.2).

В развитии эвгеосинклинальных вулканогенных ассоциаций нередко наблюдается усиление кислого вулканизма и формирование альбитофир-спилитовых комплексов; в них утрачивается связь с гипербазитовым магматизмом и намечается переход к порфиритовым (андезитовым) комплексам, в которых все большую роль начинают играть туфогенные и осадочные отложения. Примером переходных промежуточных образований и сложных взаимоотношений рассматриваемых формаций может служить нижний кембрий Западного Саяна (Кузнецов, 1964, стр.51). В его основании залегает Чингизская свита мощностью более 7 км, в состав которой входят алевролиты, кремнистые и глинистые сланцы и основные зеленокаменные эффузивы (в верхах свиты — небольшое количество альбитофиров). В полях развития Чингизской свиты залегают многочисленные линзовидные тела гипербазитов и мелкие интрузивы диоритового габбро-диоритового и габбрового составов, часто превращенные в амфиболиты. В конце нижнего кембрия после складчатости и интрузий отмечалось заложение прогибов типа вторичных геосинклиналей и формирование нового вулканического комплекса с преобладанием в нижних частях кислых вулканитов, спилитов, кремнистых сланцев и яшм (нижне-

монокская свита) и затем основных порфиритов и их туфов (верхнемонокская свита). Разрез кембрия венчается осадочной арбатской свитой, имеющей флишоидный характер.

К вулканогенно-терригенным толщам приурочены метаморфические формации плагиогнейсового профиля (Б-1), отвечающие началу формирования геантиклинальных поднятий. Нередко наблюдается зональность относительно поясов развития плагиогнейсов (плагиогнейсы - слюдястые сланцы - филлиты - глинистые сланцы). По глубине эрозионного среза метаморфические образования этого типа крайне разнообразны: от приповерхностных контактовых роговиков до глубинных пород, обнажающихся в глубоко эродированных докембрийских шитах (формации гранатовых эндербитов и плагиомигматитов).

В контактах с плагиогранитами метаморфизм ограничен узкими ореолами, но распространение самих гранитоидов носит нередко региональный характер, и это позволяет схематически выделить зоны контактового метаморфизма на мелкомасштабных схемах (фиг.2).

В формационном типе Б-1 сохраняется натровый профиль метаморфизма, чем, по-видимому, обусловлена близость его с формационным типом А в металлогеническом отношении (медь, золото, ртуть, сурьма). Особенно четко намечается закономерность в отношении золотого оруденения, которое преимущественно связано с плагиогранитной формацией. Как показывают геохимические исследования, "в процессах регионального метаморфизма наблюдается широкая площадная миграция золота" (Моисеенко и др., 1971, стр. 31). Усиление степени метаморфизма ведет к последовательному возрастанию отношения фоновых содержаний Au: (Ag + Au) в метаморфических породах (от 0,1 в мусковит-хлоритовой фации до 0,4 в эпидот-актинолитовой), что обусловлено различной миграционной способностью этих элементов. Отчетливо возрастание содержания золота в метаморфических процессах альбитизации. Эволюция подвижных зон, приводящая в заключительные стадии к развитию нормальных калиевых гранитоидов и соответствующих метаморфических пород (Б-1 → Б-II), должна вызывать смену металлогенической специализации (появление оловянного, вольфрамового и другого оруденения на смену золоторудной и медной минерализации). Однако этот тип метаморфизма основное развитие имеет в терригенных геосинклиналях, локализованных во внутренних (континентальных) частях геосинклинальных систем (на островных дугах они обычно отсутствуют).

В Сихотэ-Алиньской мезозойской складчатой области протерозойские формации калиевого ряда образуют древний блок, выделяемый под названием Ханкайского массива (фиг.2). Наиболее глубокая часть разреза в этой структуре представлена мраморами, биотитовыми сланцами и гнейсами, содержащими прослой кордиерит-сидлиманит-гранатовых сланцев, гнейсов, кварцитов, гиперстеновых плагиогнейсов, пироксен-гранатовых сланцев и амфиболитов.

Пояса оловоносных гранитоидов нормального ряда с зонами контактового метаморфизма распространены в Приморье (фиг.2), Малайе, на Западном Калимантане, во Вьетнаме, на Чукотке и Колыме.

В заключение отметим важность формационного расчленения метаморфических образований в теоретическом и практическом отношении, а также сложность этой проблемы, которая в настоящее время разрешена лишь в общих чертах.

ЛИТЕРАТУРА

- Белюсов В.В. Об одной гипотезе развития океанов. - Бюлл. Моск. об-ва испытателей природы, 1970, № 4.
- Зоненшайн Л.П. Геосинклинальный процесс и "новая глобальная тектоника". - Геотектоника, 1971, № 6.
- Кропоткин П.П., Шахварстова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. "Наука", 1965.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
- Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. "Наука", 1971.
- Моисеенко В.Г., Шека С.А., Фатьянов И.И., Иванов В.С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. "Наука", 1971.
- Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., "Недра", 1968.
- Тектоническая карта Евразии. Под ред. А.Л.Яншина. М., 1966.
- Фишер Р.Л., Энгель С.Дж. Лерцолит, анортозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского срединного океанического хребта. - Геохимия, 1970, № 6.
- Andel Van T.H., Bowin C.O. Mid-Atlantic ridge between 22° and 23° north latitude and the tectonics of Mid-Ocean ridges. - J. Geoph. Res., 1968, 73, N 4.
- Cann J.R. Spilites from the Carlsberg Bidge, Indian Ocean. - J. Petrol., 1969, 10, N 1.
- Heirtzler J.R., Dickson G.O., Herron E.M., Pitman W.C. and Le Pichon X. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. - J. Geophys. Res., 1968, 73, N 14.
- Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. - J. Petrol., 1961, 2.

БАЗИТОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ (ПЛУТОНИЧЕСКИЕ) ФОРМАЦИИ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Н. П. МИХАЙЛОВ, О. А. БОГАТИКОВ

Термин "базиты", введенный в литературу более 100 лет тому назад Котта (Cotta, 1861), применяется ко всем горным породам магматического происхождения, у которых содержание кремнекислоты составляет 45–52%. По этому признаку группу базитов выделял Ф.Ю.Левинсон-Лессинг (1940), а за ним и многие другие петрографы, подразумевая, что термин "базиты" является кратким синонимом термина "основные породы".

Указанные пределы содержаний кремнекислоты (45–52%) не являются произвольными, они соответствуют первому максимуму на кривой Ричардсона, показывающей распространение изверженных пород различной кислотности (Левинсон-Лессинг, 1940). По признаку кислотности в группу базитов попадают и некоторые ультрамеланократовые ("ультрамафические") породы – пироксениты, которые имеют генетическую связь как с габброидами, так и с ультрабазитами.

К базитовым формациям относятся те естественные ассоциации изверженных горных пород, в которых преобладают базиты, находящиеся в тесном парагенезисе с породами других классов; предполагается генетическая общность входящих в ассоциацию изверженных пород, являющихся производными базальтовой магмы и сформировавшихся в течение единого этапа магматической деятельности.

Базитовые формации чрезвычайно широко распространены в земной коре. Однако, как известно, основная масса их представлена в эффузивной фации; интрузивные базитовые ассоциации значительно менее распространены: доля их в общем объеме базитов в различных регионах СССР, согласно С.П.Соловьеву (1962), от 1,2 (Дальний Восток и Северо-Восток) до 23,6% (Урал).

Естественные ассоциации базитовых пород, как и все магматические формации, возникают в определенной геологической обстановке; каждая из формаций приурочена к одному типу геотектонических элементов и проявляется на определенной стадии развития последних. Поэтому в основу выделения магматических формаций кладутся обычно четыре объективно устанавливаемые критерия: а) петрографический, б) фациальный, в) геоструктурный, г) историко-геологический (Харкевич, Москалева, 1971).

Строить классификацию магматических формаций (или их отдельных групп) можно по любому из этих признаков, которые по существу являются в равной степени важными, так как только по их совокупности может быть определена формационная принадлежность той или иной ассоциации изверженных пород.

Наиболее традиционный подход — классификация по петрографическому составу и сочетанию составляющих ассоциацию сериально связанных горных пород, иногда относящихся к различным классификационным петрографическим группам. Именно по петрографическому признаку формация получает свое название.

Однако в изучении магматических формаций важнейшими наряду с петрографическими являются фациальные признаки, так как они определяют геологическую обстановку образования отдельных ассоциаций изверженных пород.

Из всего разнообразия фациальных условий главнейшее для магматических ассоциаций — глубинность их становления. Однако этот признак редко кладется в основу классификации. Как критерий выделения формаций он применяется обычно в крупном плане: различаются магматические формации двух классов: эффузивные (вулканические) и интрузивные (плутонические).

Мы рассмотрим базитовые формации именно в аспекте их фациальности (глубинности), тесно связав этот признак с другими критериями выделения магматических формаций. Такой подход к классификации базитовых формаций у нас впервые начал применять А.П. Лебедев (1955, 1969), но этот принцип не получил широкого развития. Между тем для ассоциаций существенно основных пород фациальные условия становления часто являются решающим фактором их разнообразия. Одна и та же базальтовая магма в разных фациальных (и, естественно, термодинамических) условиях может приводить к возникновению разных магматических формаций, характеризующихся различной металлогенической специализацией. Это можно показать на примере одного из наиболее распространенных типов базальтовых магм — толеитового. При излиянии толеит-базальтовых лав в геосинклинальных условиях возникают спилит-диабазовые и кератофир-спилит-диабазовые формации как один из главных членов офиолитовых серий эвгеосинклинальных зон; в миогеосинклинальных зонах место указанных эффузивных формаций занимают обычно малые гипабиссальные интрузии габбро-диорит-диабазовой формации; толеит-базальтовый магматизм в условиях осадочного чехла платформ ведет к образованию полифациальных траптовых формаций; внедрение толеит-базальтовых магм в условиях жестких консолидированных структур (кратонов) приводит в одних случаях к формированию расслоенных плутонов перидотит-пироксенит-норитового состава (при становлении их на больших и средних глубинах), а в других — к образованию малых интрузий (силлов, даек), диабаз-пикритовых комплексов (в гипабиссальной обстановке).

Схема классификации плутонических (интрузивных) базитовых формаций

Тип ассоциации (по фациям глубинности)	Тип тектонических структур	Плутонические (интрузивные формации)
	Складчатые области	Габбро-диорит-диабазовая
Вулкано-плутоническая	Платформы	Трапповая
	Зоны тектонической активизации	Диабаз-пикритовая
	Складчатые области	Дунит-пироксенит-габбровая
Плутоническая	Платформы	-
	Зоны тектонической активизации	Перидотит-пироксенит-норитовая, габбро-сиенитовая, габбро-анортзитовая (расслоенные интрузии)
Плутоно-метаморфическая	Древние складчатые области (кристаллические щиты)	Габбро-норит-анортзитовая и анортзитовая
		Эклогитовая

В таблице приведена предлагаемая схема классификации главных базитовых интрузивных (плутонических) формаций¹. Они сгруппированы здесь по фациальному признаку с выделением трех типов ассоциаций: вулкано-плутонической, объединяющей гипабиссальные интрузии и субвулканические образования, формировавшиеся на глубинах до 2-2,5 км, плутонической, объединяющей интрузии средних и больших глубин (от 3 до 10-15 км), и плутоно-мета-

¹ Собственно эффузивные (вулканические) формации в этой статье не рассматриваются.

Пояса габбро-диабазовых даек западного склона Урала, Казахстана, Горного Алтая, Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Сихотэ-Алиня, Чукотки и др.; пояса диабазовых даек Северной Англии, Шотландии, Тасмании и т.д.

Трапшковые интрузии Сибирской, Русской платформ, долериты Карру (Южная Африка), долериты Тасмании, траппы Декана и т.д.

Диабаз-пикритовые комплексы западного склона Урала, Новой Земли, Главного хребта Кавказа, Южной Ферганы, Улутауской зоны Казахстана, Чадобецкого поднятия (Сибирь) и т.д. Диабаз-пикритовые комплексы Чешского Баррандиена, Британо-Арктической провинции и т.д.

Платиноносный дунит-пироксенит-габбровый пояс Урала, пироксенит-габбровые массивы Султан-Уиздага, дунит-пироксенит-габбровые комплексы Центрального Казахстана, лысанский комплекс Восточного Саяна, мезозойский комплекс дифференцированных интрузий Юго-Восточной Аляски и Британской Колумбии и т.д.

Мончегорский плутон (Кольский по-в), элатогорский комплекс (Казахстан), лысогогорский, булкинский комплексы (Саяны), Бушвелд (Южная Африка), Стиллуотер (США), Маскокс (Канада), Скергард (Гренландия), патынский, куль-тайгинский комплексы (Кузнецкий Алатау), кизирский (Восточный Саян), Оконьефье (Южная Африка) и др.

Габбро-норит-анортозитовые комплексы Балтийского щита, Западной Латвии, Украинского кристаллического массива, джугджурский и каларский массивы, массивы Восточной Польши, Фенноскандии, Адирондак (США) и др.

Эклогиты Северного Казахстана, Южного и Полярного Урала, Гренландии, Шотландии, Баварии и т.д.

морфической, куда включены плутоны сложного плутоно-метаморфического генезиса, формировавшиеся в зонах ультраметаморфизма и высокотемпературного метасоматизма (свыше 15 км). В таблице указана также приуроченность магматических формаций к определенным типам тектонических структур и приведены примеры некоторых наиболее хорошо изученных интрузивных (плутонических) комплексов и отдельных массивов - представителей той или иной формации.

Ниже приводится краткая характеристика выделенных типов базитовых ассоциаций и объединяемых ими интрузивных (плутонических) формаций.

К этой группе относятся интрузивные ассоциации, формирование которых происходило в приповерхностных участках земной коры, т.е. они соответствуют субвулканической и гипабиссальной фациям. Характерная черта группы — тесная парагенетическая связь вулканических и плутонических пород. Интрузивные базиты этой ассоциации обладают рядом специфических признаков в петрографическом составе, химизме, форме и размере тел, металлогении и других свойствах, что является результатом их формирования в приповерхностных условиях.

Базитовые вулкано-плутонические ассоциации распространены во всех типах тектонических структур — в складчатых областях, на платформах и в зонах тектонической активизации.

В геосинклинальных складчатых областях проявления базитового магматизма связаны почти исключительно с ранней (геосинклинальной) стадией их развития. Эти проявления настолько постоянны и типичны во всех складчатых системах эвгеосинклинального типа, что давно уже получили название офиолитовых серий (Steinmann, 1927) или проявлений инициального фемического вулканизма (Stille, 1940). Наряду с типично эффузивными и интрузивными формациями в эту стадию формируются и малые близповерхностные интрузии габбро-диабазов, генетически всегда тесно связанные с диабаз-спилитовыми эффузивами. По минеральному составу эти габбро-диабазы близки к вмещающим их эффузивным диабазам и порфиритам, но отличаются от последних лучшей раскристаллизованностью; в центральных частях таких гипабиссальных массивов наблюдаются и крупнокристаллические разности, имеющие облик настоящих интрузивных габбро. Эти малые близповерхностные интрузии (или иногда гипабиссальные части вулканических аппаратов), несмотря на их широкое распространение не имеют самостоятельного геологического значения и поэтому не могут рассматриваться как какая-то особая магматическая формация. Они представляют лишь гипабиссальную фацию вулканической спилит-диабазовой формации, являясь результатом кристаллизации отдельных порций той же толеит-базальтовой магмы, не достигших поверхности и размещившихся на небольшой глубине среди эффузивных (иногда и осадочных) пород той же формации.

Но, кроме таких габбро-диабазовых интрузий, составляющих гипабиссальную фацию спилит-диабазовой формации, известны комплексы самостоятельных малых интрузий аналогичного состава, которые проявляются вне видимой связи с основными эффузивами. Такие комплексы должны быть отнесены к самостоятельной габбро-диорит-диабазовой формации и могут рассматриваться как эквивалент спилит-диабазовой вулканической формации. Они особенно характерны для миеосинклинальных зон, отличающихся отсутствием геосинклинального (инициального) вулканизма. В таких зонах пояса малых габбро-диорит-диабазовых интрузий, иногда заметно

дифференцированных, как бы занимают место отсутствующих эффузивов спилит-диабазовых комплексов и часто являются единственными проявлениями базитового магматизма на ранней стадии цикла.

Эта формация хорошо охарактеризована Ю.А.Кузнецовым (1964), который рассматривает ее как интрузивный гипабиссальный эквивалент вулканической спилит-диабазовой формации или как геосинклинальный эквивалент траптовых интрузий устойчивых областей. Металлогеническая специализация габбро-диорит-диабазовой формации недостаточно ясна; в дифференцированных силлах отмечаются незначительные проявления сульфидов железа, меди и никеля; в некоторых районах с нею достаточно ясно связывается золотоносность (Кузнецкий Алатау).

Базитовые вулканоплутонические ассоциации наиболее мощно проявлены в платформенных областях в виде трапсового магматизма, производные которого представлены в эффузивной, пирокластической, интрузивной фациях, а также в виде трубок взрыва базальтового состава. Интрузивная фация траптовой формации проявляется в виде образования относительно маломощных, но часто многоэтажных и многоступенчатых пластообразных залежей различных видов долеритов в осадочном чехле платформ.

Для траптов установлена тесная комагматическая связь между интрузивной и эффузивной фациями и ритмичность в проявлении интрузивного и эффузивного магматизма. По сравнению с петрографией плутонических базитов петрография траптов не отличается большим разнообразием. Интрузивные трапты представлены долеритами; по химизму подавляющее большинство пород относится к типу толеитовых (насыщенных SiO_2) базальтов.

Траптовый магматизм тесно связан с тектоническим развитием регионов и охватывает длительный период времени.

Наиболее широко распространены и лучше всего изучены трапты в пределах Сибирской платформы. Здесь массовые излияния траптов в интрузивной (гипабиссальной) и эффузивно-пирокластической фациях известны на огромной площади, равной 1,5 млн. км². Большая часть траптовых проявлений приурочена к краевым частям платформы и к пограничным областям между ее крупными внутренними структурными подразделениями – Тунгусской синеклизой, Виллойской синеклизой, Енисейским, Анабарским и Алданским выступами (антеклизмами). Трапты внедрялись в течение нескольких эпох, начиная с протерозоя и кончая мезозоем. В настоящее время на Сибирской платформе (Масайтис, Лурье, 1971) обосновано выделение нескольких возрастных групп траптовых образований: протерозойской (Анабарский щит, его склоны, Алдано-Становой щит, Оленекское поднятие и др.), среднепалеозойской (Патомско-Виллойский авлакоген и др.), позднепалеозойской – раннемезозойской (наиболее широко развитой в пределах Тунгусской синеклизы). Доказана также прерывистость развития с течением времени трапсового магматизма. Среди интрузивных траптов достаточно четко выделяются недифференцированные и дифференцированные разности; с последни-

ми связано и оруденение. Наибольшее значение имеют генетически связанные с сибирскими трапшами месторождения меди и никеля (с кобальтом и платиноидами), железа, свинца, цинка, исландского шпата, стронция, бария, бора, графита и флюорита.

Характерно, что трапшовый магматизм не ограничивается только границами древних платформ, а известен в других стабильных областях (Таймыр, Минусинская впадина и т.д.).

В областях тектоно-магматической активизации базитовая вулканоплутоническая ассоциация представлена своеобразной диабазпикритовой формацией. Как и габбро-диорит-диабазовая формация, она образована согласными интрузивными залежами (силлами), дайками и другими малыми гипабиссальными интрузиями, залегающими среди консолидированных складчатых структур геосинклинальной рамы или срединных массивов. Но эта формация проявляется не на ранней стадии цикла, она фиксируется в связи с тектоно-магматической активизацией указанных жестких структур, сопряженной с окончанием формирования соседних геосинклинально-складчатых систем. Как известно, консолидация складчатой системы после интенсивного субсеквентного сиалического вулканизма обычно сопровождается новым оживлением базитовой магматической деятельности, представленной как излияниями базальтовых лав, так и малыми гипабиссальными интрузиями (базальтовая, липарит-базальтовая формации). Иногда этот вулканизм сопровождается проникновением малых трещинных интрузий базитов в прилегающие ранее консолидированные области.

В литературе известны многочисленные примеры широкой пространственной связи трещинных малых интрузий основного и частично ультраосновного составов с излияниями базальтовых лав (Кольский полуостров, Новая Земля, Чехословакия, Шотландия и др.). Так, в Британо-Арктической вулканической провинции третичные толеитовые и базальтовые жилы простираются далеко от вулканических центров (Шотландия); там за пределами первоначального лавового плато отмечаются многочисленные гипабиссальные инъекции (силлы, дайки) диабазов, ассоциирующих с оливиновыми габбро и пикритами. Обнаруживают пространственную связь с эффузивами (хотя и в другой геологической обстановке) также диабазы и пикриты каратурского комплекса в Казахстане, для которых предполагается генетическая связь с полем раннемезозойских основных эффузивов Тургайского прогиба (Михайлов, Семенов, 1965).

Дифференциация базальтовой магмы в условиях жесткой рамы обычно приводит к отщеплению ультраосновных дифференциатов, дающих пикриты и пикрит-диабазы. В других случаях эта дифференциация доходит до образования щелочных производных типа тешенитов и тералитов, как, например, в Сихотэ-Алине (бассейн Аюя), в Восточной Моравии (ЧССР), в Западной Шотландии, в Новом Южном Уэльсе и т.д. Поэтому для гипабиссальных проявлений основной магмы, как и для более глубоких интрузий последней в условиях платформ и консолидированных складчатых областей, намечаются

две линии дифференциации: одна из них дает нормальные известково-щелочные диабазы и пикриты (диабаз-пикритовые комплексы), а другая, уклоняясь в сторону щелочной ветви, ведет к образованию тешенитов и тералитов; крайними ультраосновными дифференциатами здесь являются также пикриты (тешенит-пикритовые комплексы). Сейчас уже достаточно определенно выявились эти два типа пикрит-содержащих комплексов малых интрузий. Их можно пока условно рассматривать как субформации. Но их геологическая позиция не всегда ясна и потому требует дополнительных исследований.

ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

Интрузии основной магмы, формирующиеся на средних или относительно больших глубинах, составляют, как указывалось, плутоническую ассоциацию базитов. Характерно, что в этой группе интрузивных образований нет формаций, состоящих только из одних габбровых пород. Последние во всех известных природных ассоциациях всегда сериально связаны либо с ультраосновными, либо с кислыми, либо со щелочными породами (габбро-перидотитовая, габбро-плагиогранитовая, габбро-граносиенитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, щелочно-габброидная и другие формации).

Здесь мы рассмотрим только те интрузивные формации, в которых базиты резко преобладают над другими типами пород и которые являются производными собственно базитовых (толеит-базальтовых) магм. Интрузивные формации гранитоидных и щелочных магм, где базиты играют хотя и существенную, но всегда подчиненную роль, должны быть рассмотрены соответственно в других группах интрузивных ассоциаций.

Как видно из таблицы, к базитовым плутоническим ассоциациям отнесены три формации: дунит-пироксенит-габбровая, перидотит-пироксенит-норитовая и габбро-сиенитовая.

Первая из этих формаций, прототипом которой являются дунит-пироксенит-габбровые интрузии Платиноносного пояса Урала, характеризует магматизм ранней стадии развития геосинклиналей. Отличительными признаками этих интрузий являются их существенно габбровый состав, наличие среди габбро резко обособленных тел ("ядер") бесполовошпатовых ультраосновных пород (обычно дунитов), а также присутствие в верхних частях габбровых массивов кислых дифференциатов основной магмы (плагиогранитов, кварцевых диоритов). В зонах контакта дунитов и габбро обычно развиваются оливинные пироксениты, оливинные габбро и тылаиты, которые связаны постепенными переходами с нормальными габбро и которые принято рассматривать как гигантские реакционные каймы, возникшие при воздействии габбрового расплава на ранее затвердевшие дуниты. В последнее время некоторые уральские геологии выдвигают новую генетическую концепцию, согласно которой дуниты и габбро относятся к разным формациям, а последовательное внедре-

ние самостоятельных дунитовой и габбровой магм вызвало целую серию метасоматических процессов (пироксенизацию, фельдшпатизацию, оливинизацию), являющихся причиной появления целого спектра ультрабазитов и габброидов, слагающих массивы Платиноносного пояса.

Дунит-пироксенит-габбровые интрузии представляют собой, вероятно, относительно редкий тип базитовых интрузивных образований ранних стадий развития подвижных поясов по сравнению с широко распространенными альпинотипными интрузиями габбро-перидотитовой (ультрабазитовой) формации, которые рассматриваются как производные самостоятельной перидотитовой магмы. Металлогеническая специализация дунит-пироксенит-габбровой формации вполне определена: платиноиды (платина, палладий, родий) в дунитах, титано-магнетитовые руды преимущественно в пироксенитах.

К другому типу выделяемых plutонических базитовых ассоциаций относятся расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-норитовой формации, обладающие характерными геологическими, петрологическими и металлогеническими особенностями.

Большинство известных расслоенных интрузий этой формации располагается в пределах древних щитов среди глубоко метаморфизованных образований архея и протерозоя. Несмотря на то, что эти интрузии имеют также докембрийский возраст (Бушвельд, Сёдбери, Стиллоутер, Маскок, Мончегорск), они всегда являются значительно более поздними образованиями, внедрившимися в уже метаморфизованные вмещающие толщи. Реже такие интрузии имеют раннепалеозойский возраст, располагаясь в активизированных окраинах древних платформ или консолидированных срединных массивов (элаторгорский, лысогорский, булкинский и другие комплексы); известны единичные расслоенные интрузии третичного возраста (Скергард, интрузии о-ва Рам).

Подавляющее большинство рассмотренных тел имеет воронкообразную форму с чашеобразной внутренней структурой. Расслоенные массивы сложены преимущественно разновидностями основных пород: габбро-норитами, норитами, оливиновыми норитами, троктолитами; ультраосновные дифференциаты (пироксениты, перидотиты, дуниты, оливиниты) уступают им количественно. Общий валовый состав расслоенных массивов и состав их краевых закаленных (недифференцированных) зон показывают, что родоначальная магма имела состав, близкий к составу толеитового базальта (Михайлов, Шарков, 1972).

Одной из наиболее значительных особенностей расслоенных интрузий, отличающей их от всех других природных базитовых ассоциаций, является первичная магматическая слоистость, возникающая при дифференциации исходной магмы в процессе становления интрузий.

Металлогеническая специализация расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-норитовой формации характеризуется исключительным постоянством, но определяется типом дифференциации, который преобладал при формировании данной интрузии. Так, бушвельдский тип дифференциации, характеризующийся последовательным уменьше-

нием основности плагиоклаза и одновременным слабым повышением железистости темноцветных минералов (оливина, пироксенов) в разрезе интрузии (снизу вверх), типичен для перидотит-пироксенит-норитовых интрузий, несущих сульфидное медно-никелевое оруденение и нередко платиновую минерализацию (Бушвельд, Мончегорск, Иокко-Довьрен, Златогорск, Стиллиутер, Маскоккс и др.). Второй тип дифференциации - скергардский - характеризуется резким повышением железистости фемических минералов вверх по разрезу интрузии при умеренном понижении основности плагиоклазов; этот тип дифференциации не встречается в никеленосных интрузиях, но характерен для расслоенных базитовых интрузий, несущих титаномагнетитовую минерализацию (Скергард, Цагинская, Булжинская и др.).

Третьим типом интрузий plutонической ассоциации можно назвать габбро-сиенитовую формацию, наиболее широко развитую в пределах Алтае-Саянской складчатой области (Богатиков, 1966). В ее наиболее древней части (Кузнецкий Алатау, Восточный Саян и др.) отдельные габбро-монзонит-сиенитовые и габбро-сиенитовые комплексы широко распространены и, вероятно, имеют различный возраст (патынский, когтахский, кизирский, моностойский комплексы, габбро-сиенитовый комплекс Мариинской тайги и др.). Комплексы сложены двумя сериями горных пород - габброидной и сиенитовой. Габброидная серия представлена рядом дифференциатов от меланократовых (пироксениты) до лейкократовых (лейкогаббро и анортозиты). Щелочная ветвь представлена преимущественно пироксеновыми сиенитами. Для габброидной серии чрезвычайно характерны расслоение пород, местами ритмичная полосчатость. Форма массивов преимущественно воронкообразная.

Габбро-сиенитовая формация, возможно, является интрузивным аналогом трахибазальтовой формации, достаточно типичной и широко представленной в ряде эффузивных комплексов, относящихся как к современному, так и к древнему вулканизму (Лебедев, Богатиков, 1963). Исследования последних лет выявили значительное распространение габбро-сиенитовых комплексов в земной коре и их приуроченность к заключительным стадиям тектономагматических циклов: к субплатформенным ассоциациям или к зонам тектонической активизации. Во многих случаях с ними проявляются титановое оруденение и апатитовая минерализация.

ПЛУТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

В эту группу входят базитовые формации, связанные по своему положению в земной коре с зонами глубинного метаморфизма в областях развития амфиболитов, чарнокитов и эклогитов. Базитовые интрузии группы имеют, как правило, первично-магматический генезис, осложненный, однако, наложением сингенетического или последующего регионального метаморфизма.

Типичные представители этой ассоциации – габбро–норит–анортозитовые комплексы, широко распространенные на древних щитах и в доколе докембрийских платформ. Их характерная особенность – преобладание анортозитов над породами габбро–норитового ряда и тесная связь (возможно, генетическая) с гранитоидами. Наряду с кажущимся однообразием габбро–норит–анортозитовых массивов во всем мире при детальном изучении выявляется существенное различие в строении, условиях залегания, составе и химизме слагающих их пород.

Орогенные габбро–норит–анортозиты, по-видимому, образуются в раннеорогенный этап развития древних подвижных областей. Позднее эти породы были дислоцированы вместе с вмещающими их толщами и метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Среди пород этой ассоциации можно выделить несколько типов, различающихся по размеру массивов, соотношению анортозитов с габбро–норитами и вмещающими породами и т.д.

В качестве примера можно привести габбро–лабрадориты архея Северной Карелии, изученные в пределах Беломорского и Лапландского блоков Балтийского щита в составе метаморфизованной архейской комагматической серии. Для этого типа характерны относительно небольшие размеры слагающих его массивов.

Другим типом орогенных массивов являются огромные конформные Джугджурский и Каларский массивы, залегающие также среди глубоко метаморфизованных докембрийских образований. Для них характерны резкое преобладание в составе пород мономинеральных анортозитов над габбро–лабрадоритами и габбро–норитами и приуроченность к долгоживущим глубинным разломам.

Наконец, в самостоятельный тип можно выделить многочисленные линзы и тела анортозитов востока Восточно–Европейской платформы и сходные с ними мелкие линзообразные тела, развитые в пределах Алдано–Станового, Балтийского и Украинского щитов. Для них характерны небольшие размеры массивов, частая перемежаемость с кристаллическими сланцами, чарнокитами, гнейсами, амфиболитами, иногда взаимные переходы с ними.

Кратогенные анортозиты образуют крупные автономные массивы, в которых породы габбро–норитового ряда занимают подчиненное положение. Так, в пределах западного обрамления Восточно–Европейской платформы выделен целый пояс таких интрузий (Богатиков, Биркис, 1972), которые известны на территориях Украинского кристаллического щита, Восточной Польши, Советской Прибалтики и Фенноскандии. Характерная особенность массивов – их тесная пространственная ассоциация с огромными плутонами более молодых гранитов–рапакиви.

Формирование анортозитовых плутонов этого типа, по мнению большинства исследователей, происходило после стабилизации раннепротерозойских подвижных областей и, возможно, связано с постскладчатой глыбовой орогией.

Генезис анортозитов остается до сих пор дискуссионным. Характерная особенность этой формации – отсутствие самостоятельных анортозитовых массивов палеозойского и более молодого возрастов, отсутствие эффузивных аналогов (кроме кеннингитов), постоянная связь с гранитами. Существует несколько гипотез о происхождении анортозитов: магматическая, метаморфическая, метасоматическая, ассимиляционная, анатектическая. Типично магматические структуры большинства пород, слагающих эту ассоциацию, равновесный состав сосуществующих минералов, состав и структуры распада пироксенов, Fe – Ti окислов, высокая температура гомогенизации газовой-жидких включений указывают все же на магматический способ образования анортозитов (независимо от условий возникновения первичной магмы). Это же подтверждают и тесная ассоциация анортозитов с габбро, габбро-норитами, трактолитами, постепенные переходы между ними, общность их минералого-петрографических и петрохимических особенностей, свойственная дифференцированным габброидам.

Однако докембрийский возраст всех известных анортозитов, приуроченность их к древним щитам – наиболее глубоко эродированным участкам земной коры с их мощной толщей глубоко метаморфизованных образований, ассоциация с гранулитами, чарнокитами и мангериитами, почти мономинеральный состав анортозитов, крупный до гигантского размер плагиоклазов, наблюдаемая под микроскопом собирательная перекристаллизация, признаки метаморфической дифференциации и высокотемпературной гранитизации – все это указывает на то, что процессы метаморфизма также играли существенную роль при становлении габбро-норит-анортозитовых и анортозитовых формаций (естественно, в разной степени в каждом конкретном случае).

Металлогеническая специализация большинства анортозитовых массивов железо-титановая, реже медно-никелевая и хромовая.

К этой же группе пород можно отнести и эклогиты – интереснейшие природные образования, генезис которых, как и анортозитов, оживленно дискутируется. Некоторые исследователи рассматривают эклогиты как своеобразные "ксенолиты" мантии или как магматические образования, кристаллизовавшиеся в условиях высоких температур и давлений. Другие считают эклогиты метаморфическими породами, при образовании которых не требуется больших давлений.

Эклогиты, хотя и не образуют больших самостоятельных массивов, широко распространены в земной коре (Альпы, Бавария, Гренландия, Шотландия, Полярный и Южный Урал, Северный Казахстан, Памир). Эклогиты в виде ксенолитов встречены в кимберлитах, в потоках базальтовых лав. Однако геологические условия их формирования не всегда ясны.

В настоящее время решающая роль давления при образовании эклогитов подтверждена экспериментально. Теоретически нет никаких серьезных возражений против образования эклогитов при кристаллизации базальтовой магмы на больших глубинах или в условиях стрессовых нагрузок. Йодер и Тилли (1965) убедительно показали, что базальт может быть устойчив лишь при низких давлениях (до 10

кбар), тогда как при давлении 30 кбар устойчив эклогит. Поэтому, не вдаваясь в существо разногласий о генезисе эклогитов, отметим только, что возможность кристаллизации эклогита непосредственно из базальтовой магмы не противоречит возможности образования эклогитов метаморфогенным путем. К тому же, как указывалось выше, для плутоно-метаморфической ассоциации эти два процесса, видимо, сближены, и в этих условиях четкую границу между плутонизмом и метаморфизмом провести трудно.

Металлогения эклогитов изучена недостаточно.

Общей особенностью базитового магматизма (за исключением древнейших плутоно-метаморфических ассоциаций) является периодичность в геологической истории, т.е. наличие определенных эпох его максимального проявления во всех типах геотектонических элементов: поздний протерозой - ранний кембрий, девон, пермо-триас, мел, неоген - ранний плейстоцен. Эти эпохи соответствуют границам тектоно-магматических циклов в геосинклинально-складчатых областях (подвижных поясах) и совпадают с этапами магматической деятельности на платформах и в областях активизации (Михайлов, Щеглов, 1972; Москалева и др., 1972). Такая синхронность проявлений инициального базитового (и ультрабазитового) магматизма геосинклинальных областей, трапшвого (и кимберлитового) магматизма на платформах и базитового магматизма в областях тектонической активизации свидетельствует о генетическом родстве всех этих явлений. Они вызывались, вероятно, мощными глубинными процессами планетарного или очень крупного регионального масштаба, охватывавшими фундамент и подкоровые зоны областей с разным тектоническим режимом и порождавшими появление в них различных типов базитовых формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской складчатой области. "Наука", 1966.
- Богатиков О.А., Биркис А.П. Габбро-лабрадоритовый пояс запада Восточно-Европейской платформы (Труды IV Всес. петрогр. сов.). "Наука", 1972.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. "Мир", 1965.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
- Лебедев А.П. Закономерности развития основных и ультраосновных формаций на примере СССР. - В кн. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых". Изд-во АН СССР, 1955.
- Лебедев А.П. О классификации форм проявления базитового магматизма в земной коре. - В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала" (Труды II Уральск. петрогр. сов.). "Наука", 1969.
- Лебедев А.П., Богатиков О.А. О плутонических аналогах трахибазальтовых формаций на примере Кизирского массива (Восточный Саян). - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 10.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. Госгеолиздат, 1940.

- Масайтис В.Л., Лурье М.Л. Геологическое и радиологическое обоснование возраста траппов Сибирской платформы. - В кн. "Траппы Сибирской платформы и их металлогения". Иркутск, Изд-во СО АН СССР, 1971.
- Михайлов Н.П., Шеглов А.Д. Магматизм областей тектонической активизации (Труды IV всес. петрогр. сов.). "Наука", 1972.
- Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Каратургайский пикрит-диабазовый комплекс и некоторые вопросы петрологии пикритов. - Сов. геология, 1965, № 3.
- Михайлов Н.П., Шарков Е.В. Петрология и металлогения формации расчлененных интрузий основных и ультраосновных пород. - Тезисы докладов совещания "Петрология и металлогения базитов". М., 1968.
- Москалева В.Н., Харкевич Д.С., Шаталов Е.Т. Закономерности проявления магматических формаций на территории СССР (Труды IV всес. петрогр. сов.). "Наука", 1972.
- Соловьев С.П. Распространение основных пород в СССР. - Записки Всес. мин. об-ва, 1962, вып.81, № 3.
- Харкевич Д.С., Москалева В.Н. Объяснительная записка к карте магматических формаций СССР м-ба 1:2 500 000. Л., ВСЕГЕИ, 1971.
- Cotta B. Die Gesteinslehre. Freiberg, 1861.
- Steinmann G. Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. - 14th Int. Geol. Congr. Madrid, 1927, 2.
- Stille H. Einführung in der Ban. Amerika. Verlag von Gebrüder Borntraeger. Berlin, 1940.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ БАЗАЛЬТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

В. Л. МАСАЙТИС, А. С. ОСТРОУМОВА, М. И. РОЗИНОВ,
Н. А. РУМЯНЦЕВА

Изучение базальтов и их ассоциаций традиционно ведется в двух направлениях. Одно из них (петрологическое) посвящено детальному исследованию вещественного состава, а также теоретическому и экспериментальному анализу условий образования отдельных наиболее представительных объектов преимущественно среди молодых и современных вулканических образований. Результатом этих работ явилось выделение двух главных типов базальтов — толеитовых базальтов и щелочных оливиновых базальтов — и соответствующих им ассоциаций пород (Харкер, Кеннеди, Тилли, Йодер, Тернер, Ферхуген, Полдверт, Грин, Рингвуд и др.). Некоторые исследователи (Куно) выделяют, кроме того, тип высокоглиноземистых базальтов, хотя самостоятельное значение этого типа признается не всеми петрологами.

Второе направление (собственно геологическое) посвящено выяснению общих особенностей распределения базальтовых ассоциаций во времени и пространстве на основе существующих геотектонических построений. В последнее десятилетие ведущим методом развития этого направления стал формационный анализ как метод систематизации накопленных фактических данных (Г.Штейнманн, Г.Штилле, Ю.А.Билибин, Ю.А.Кузнецов, Д.С.Харкевич и др.). Вместе с тем форсированное применение этого метода неизбежно привело к некоторому отставанию детальной петрологической проработки региональных материалов, предпочтительному использованию при формационном анализе внешних феноменологических признаков изверженных пород и их ассоциаций.

В этой статье авторы попытались дать общую характеристику главных типов базальтовых ассоциаций (исключая базальты океанов), как она представляется по результатам регионально-петрологическим исследованиям, выполненным во ВСЕГЕИ.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ БАЗАЛЬТОВЫХ ФОРМАЦИЙ КОНТИНЕНТОВ

I. Формации подвижных областей:

1. Геосинклинальной стадии:

- а) спилитовая, б) спилит-натрово-липаритовая, в) базальт-

андезит-базальтовая, г) базальт-трахиандезитовая (трахи-базальт-трахиандезитовая).

2. Орогенной стадии:

1) андезитовая (базальт-андезит-дацит-липаритовая), 2) базальт-липаритовая.

II. Формации областей тектоно-магматической активизации (сводо-во-глыбовых зон):

1) собственно базальтовая (долеритовая), 2) трахибазальтовая¹.

III. Формации платформ: трашговая.

Как известно, в основе выделения магматических формаций лежит повторяемость в сходных геотектонических условиях однотипных естественных ассоциаций магматических образований. Однако, если устойчивый парагенез пород всеми признается как один из главных признаков при выделении формаций, то сходство условий проявления и способа образования оценивается разными исследователями неодинаково, многие допускают конвергентность магматических формаций.

Авторы при выделении базальтовых формаций использовали комплекс признаков, отражающих как вещественно-структурные особенности магматических ассоциаций, так и условия их становления. Учитывали вещественный состав преобладающих разновидностей пород, их количественные соотношения и возрастную соподчиненность, масштабы развития, формы проявления (включая фациальные особенности), набор окружающих геологических формаций, соотношения с ними, положение в структурах, геотектонические и палеогеографические условия проявления.

Такой эмпирический подход к выделению формаций не является в полном смысле строгим в определении генетических соотношений между породами, объединенными в формацию. Однако он обеспечивает возможность обобщения обширного фактического материала, полученного в результате геологического картирования, и позволяет использовать статистический метод для установления устойчивых внутренних связей между породами, ассоциирующимися в пространстве и во времени.

В качестве базальтовых формаций в статье рассматриваются такие ассоциации вулканических и субвулканических пород и их гипабиссальных эквивалентов, которые наряду с базальтами включают в переменном количестве также породы иного, более кислого состава (андезиты, дациты, липариты, трахиандезиты, трахиты, фонолиты и др.). Иногда в рамках подобных ассоциаций базальты количественно подчинены андезитам и андезито-базальтам (андезитовая формация). В эту же группу с некоторой долей условности отнесены и так называемые контрастные формации (базальт-липаритовая и др.). Авторы отдают себе отчет в неясности генетических соот-

¹ Проявляются и на платформах.

ношений основных и кислых членов подобных ассоциаций, но на современном этапе считают возможным отвлечься от обсуждения этой сложной проблемы, приняв во внимание лишь реально существующее и закономерно повторяющееся сообщество этих пород в геологической истории.

Исходя из перечисленных критериев, среди ассоциаций базальтов и связанных с ними пород можно выделить по крайней мере девять различных формационных типов (табл.1). Они сгруппированы по связи с крупными структурными элементами континентов и с определенными геотектоническими режимами. Все перечисленные формационные типы уже получили определенное место в существующих классификационных схемах (Кузнецов, 1964; Штейнберг, 1970; Харкевич, 1971). Авторы вносят лишь некоторые уточнения в наименовании формаций подвижных областей. Последние названы в соответствии с названием преобладающей в составе формации группы пород, причем используются только термины, отвечающие кайнотипным разностям (за исключением термина "спилит"). В составных названиях формаций породы перечисляются в порядке убывания основности.

Следует отметить, что в состав трахибазальтового формационного типа (табл.1) включена часть объектов, относившихся ранее (Харкевич, 1971) к формации щелочных базальтоидов. Однако в него не входят комплексы щелочных базальтоидов (с резким преобладанием фельдшпатоидных разностей) и щелочных ультраосновных пород, ассоциирующих с центральными интрузиями щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, выделенными В.И.Гоньшаковой (1968) в самостоятельную щелочно-ультраосновную-щелочно-базальтоидную формацию.

В табл. 1 дана характеристика важнейших признаков выделяемых формационных типов, основанная преимущественно на материалах, полученных авторами по наиболее типичным областям широкого проявления базальтового вулканизма (Уралу, Малому Кавказу, Курило-Камчатской области, Сибирской платформе и др.).

Возрастные и пространственные соотношения различных типов базальтовых формаций, особенности их тектонической позиции могут быть показаны на примере тех же регионов.

Формация геосинклинали стадии, развитые в пределах эвгеосинклиналиных прогибов, почти без перерыва сменяют друг друга в определенной последовательности, образуя формационные ряды.

На Урале на фоне непрерывного базальтового вулканизма геосинклинали стадии (С-D) неоднократно повторяется в различных структурно-формационных зонах и в различные отрезки времени следующий ряд формаций: спилитовая, спилит-натрово-липаритовая, базальт-андезит-базальтовая, базальт-трахиандезитовая (трахибазальт-трахиандезитовая) (Штейнберг, 1964, 1970; Фролова, 1968; Бородаевская, 1970; Иванов, 1969; Румянцева и др., 1969).

Возраст, продолжительность формирования и масштабы проявления всего ряда и его отдельных членов изменчивы и обнаруживают

связь с тектоническим режимом и глубинным строением районов вулканизма.

В отдельных частях Тагило-Магнитогорского погружения, характеризующихся более жестким платформенным строением фундамента и максимальной мощностью коры (южная половина Тагильского синклиория, Западно-Мугоджарский синклиорий) устанавливаются меньшие интенсивность и длительность процессов вулканизма, ряд проявляется один раз и завершается базальт-трахиандезитовой (трахибазальт-трахиандезитовой) формацией. В пределах других частей погружения, заложившихся, по-видимому, на позднепротерозойских складчатых системах, ряд проявляется неоднократно, причем базальт-трахиандезитовая формация распространена здесь весьма ограниченно.

Наряду со сменой во времени типа магматических формаций наблюдается некоторая миграция выводных каналов и зон аккумуляции продуктов извержений от краев интрагеосинклинальных прогибов к их внутренним частям, вследствие чего различные вулканические формации сменяют друг друга в латеральном направлении, имея обычно "боковой" тип сочленения. Спилитовая формация тяготеет к глубинным разломам, ограничивающим прогибы и намечаемым поясами тел гипербазитов; спилит-натрово-липаритовая и базальт-андезито-базальтовая - к более удаленным от краев частям прогибов; причем вторая из них связана с зонами наибольшей мобильности. Базальт-трахиандезитовая (трахибазальт-трахиандезитовая) формация также приурочена к внутренним частям прогибов, но лишь к тем их участкам, которые закладываются на более жестком фундаменте и вступают в прогибание позже окружающих районов.

В геосинклинальных прогибах альпийского тактоно-магматического цикла Малого Кавказа развиты те же, что и на Урале, базальтовые формации (Абдуллаев, 1962; Азизбеков и др., 1970; Габриелян и др., 1968; Джрбашьян и др., 1968; Дзюценидзе, 1948, 1959; Лебедев, Малхасян, 1965; Лордкипанидзе, Надарейшвили, 1964, и др.). Однако в отличие от Урала отмечается пространственная обособленность формаций, локализующихся в различных прогибах, и иная их временная последовательность. Так, спилитовая формация (K_2) развита лишь в пределах Севано-Акеринского эвгеосинклинального прогиба, где вмещает массивы гипербазитов Севанского пояса. Спилит-натрово-липаритовая формация широко представлена в пределах Сомхето-Карабахской зоны (I_2), а базальт-андезито-базальтовая - в Кафанской (I_{1-2} , K_1), Еревано-Ордубадской (P_2) и отчасти Аджаро-Триалетской (K_1) зонах. В двух последних зонах, а также в Тальше базальт-андезито-базальтовая формация сменяется во времени базальт-трахиандезитовой (P_{2-3}), тяготеющей к жестким блокам внутри прогибов либо к краям прогибов, расположенных на срединных массивах.

В пределах Тихоокеанского подвижного пояса ряд собственно геосинклинальных базальтовых формаций сокращен и характеризуется

Таблица 1

Основные особенности базальтовых формаций

Особенности формаций		Типы формаций		
		спилитовая	спилит-натрово-липаритовая	
Породы	1. Главные	Спилиты, базальты	Спилиты, базальты, альбитовые липариты, липарито-дациты	
	2. Второстепенные	Альбититовые андезиты, липариты	Альбититовые андезито-базальты, андезиты, дациты	
Условия проявления	3. Характер распространения	Линейный	Линейный и площадной	
	4. Протяженность вулканических поясов, площади развития	До нескольких тысяч километров	Сотни километров, сотни квадратных километров	
	5. Мощности вулканических толщ	1-2 км	1-2 км	
	6. Преобладающие фации вулканических пород	Подушечные лавы, гиалокластиты, дайки, силлы.	Лавы для базальтов, часто подушечные, туфы, субвулканические тела	
	7. Тип извержения	Трещинный	Трещинный, реже центральный, для кислых только центральный	
	8. Фациальные условия, ассоциирующиеся осадочные породы	Относительно глубоководные яшмы, фтаниты, углисто-кремнистые сланцы	Подводные разных глубин, иногда наземные яшмы, известняки, обломочные породы	
	Петрографические особенности базальтов	9. Структуры	Афировые	Афировые, реже порфиновые
		а) минералы вкрапленников	-	Pl, CP _y , Ol
б) состав моноклинного пироксена*		Субкальциевый титанистый авгит (TiO ₂ -1-2%)	Авгит	
	10. в) состав полевого шпата * г) состава оливина *	Pl ₀ -10, иногда Pl 50-70 Нет	Pl ₀ -10 Изменен	
	11. Особенности состава основной массы	Стекло полностью хлоритизировано	Стекло хлоритизировано, иногда кварц	
Петрохимия	12. Характер распределения по SiO ₂ мода, % (подчеркнута), пределы колебания, %	Унимодальное <u>46-52</u> , 44-60	Бимодальное, <u>48-54</u> , <u>70-72</u> , 46-78	
	13. Критические нормативные минералы базальтов	Hu + Ol, редко O или NeO	Hu ± Q	
	14. Содержание главных окислов в базальтах, %	Al ₂ O ₃ 13-16, ΣFe 10-12, Σ шел.4, TiO ₂ 1-2, иногда 3, Na ₂ O >> K ₂ O	Al ₂ O ₃ 13-17, ΣFe 10-12, Σ шел.4-5, TiO ₂ < 1, Na ₂ O >> K ₂ O	
	15. Главные направления эволюции**	A	A, затем B	
	16. Месторождения (M) и рудопроявления (P)	Колчеданные (P)	Колчеданные и медноколчеданные (P), Mп (M)	
Типичные примеры	17. Районы проявления, возраст	Урал: Тагило-Магнитогорская зона O ₂₋₃ , S ₁ ; Казахстан: Еременьгау-Зайлийская система, Cm ₃ -O ₁ , Джунгаро-Балхашская, O ₁₋₃ ; Зайсанская, S ₂ -D ₁ , D ₂₋₃ ; Алтае-Саянская область, Cm ₁₋₂ ; Малый Кавказ, Севано-Акеринская зона, K ₂	Урал: Тагило-Магнитогорская зона, S ₁ D ₂ ; Казахстан: Чингиз-Тарбогатайская система, Cm; Малый Кавказ, Сомхето-Кафанская зона, I ₁₋₂	

*Для порфировых пород указан состав минералов вкрапленников,

**А - обогащение Fe, иногда с последующим обогащением Si, Na, K; Б - резкое обогащение Al с последующим обогащением Si, Na, K, и обеднением Al; В - умеренное обогащение Si и Al; Г - резкое обогащение Na и K.

Таблица 1 (продолжение)

Особенности формаций	Типы формаций			
	базальт-андезит-базальтовая	базальт-трахиандезитовая (трахибазальт-трахиандезитовая)	андезитовая (базальт-андезит-дацит-липаритовая)	
Породы	1. Базальты, андезито-базальты	Базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты	Андезиты, андезито-базальты, андезито-дациты	
	2. Андезиты, дациты, липариты	Трахиандезито-базальты, лейцитовые тефриты и базаниты, авгиты	Базальты, дациты, липариты	
Условия проявления	3. Линейный	Линейный	Линейный и площадной	
	4. До нескольких тысяч километров	Несколько сотен километров, несколько тысяч квадратных километров	До нескольких тысяч километров, сотни тысяч квадратных километров	
	5. 3-4 км	Первые сотни метров, изредка до 3 км	Первые километры	
	6. Туфы, вулканогенно-осадочные породы, субвулканические тела, редко лавы	Лавы, иногда подушечные, гиаокластиты, туфы, субвулканические тела, вулканогенно-осадочные породы	Туфы, вулканические брекчии, лавы, субвулканические тела	
	7. Центральный и трещинный	Трещинный, центральный	Центральный	
	8. Подводные разных глубин, кремнистые сланцы, известняки, вулканомиктовые обломочные породы	Подводные разных глубин, известняки, песчаники, туффиты, кремнистые сланцы, вулканомиктовые породы	Подводные (мелководные) и наземные, вулканомиктовые обломочные породы	
	Петрографические особенности базальтов	9. Порфировые а) Pl, CP _y , OP _y б) Диопсид-авгит, авгит	Порфировые, реже афировые P _y , иногда в сочетании с Pl или Ol Высококальциевый авгит	Порфировые, серийно порфировые Pl, меньше CP _y , Ol, Amf, OP _y Авгит, диопсид-авгит
		10. в) Pl 50-80	Pl 40-60, K-Na F Sp в оторочках по Pl; очень мало фельдшпатоиды Обычно изменен K-Na FSp, изредка фельдшпатоиды	Pl 50-80; изредка K-Na F, Sp 10-30 % Fa
	11. Не характерен			
Петрохимия	12. Унимодальное, положительное, асимметричное, 48-54, 46-72	Бимодальное, 48-52, 52-60, иногда минимум незначительный; 45-64, на Камчатке унимодален, 45-55.	Унимодальный, 56-60, 48-70	
	13. Ну+Q	Ну + Ol, реже Ne > 0 или Q > 0	Ну + Q	
	14. Al ₂ O ₃ 16-17, ΣFe 9-10, Σшел. 3,5-4, TiO ₂ < 1, Na ₂ O > K ₂ O	Al ₂ O ₃ 15-19; ΣFe 9; Σшел. 5-8, TiO ₂ < 1, K ₂ O > Na ₂ O	Al ₂ O ₃ 16-20, ΣFe 9-10, Σшел. 4-5, TiO ₂ > 1, Na ₂ O > K ₂ O	
	15. В, А	В, Г	В, В	
	16. Колчеданные и колчеданно-полиметаллические, Mn, Au (P)	Контактово-метасоматические Fe и Mn (M), с коагматичными сиенитами; Cu (M)	Алунит, S, Hg, Au, Ag, Pb, Zn, Cu (P и M)	
Типичные примеры	17. Урал: Тагильский синклиниорий S ₂ ¹ ; Магнитогорский D ₁₋₂ , D ₃ ¹ ; Малый Кавказ: Еревано-Ордубадский синклиниорий P ₂ ; Большой Кавказ: зона Южного склона, J ₂ ; Камчатка: K ₂ -P	Урал: Тагильский синклиниорий, S ₂ ² - D ₁ , D ₂₋₃ ; Магнитогорский D ₂ ; Малый Кавказ: Аджаро-Триалетская и Талышская зоны, P; центральная Камчатка: K ₂ -P	Камчатка (юго-восточная и центральная), Большие Курильские острова, N; Малый Кавказ	

Таблица 1 (окончание)

Особенности формаций	Типы формаций				
	базальт-липаритовая	собственно базальтовая (долеритовая)	трахибазальтовая	трашповая	
Породы	1. Базальты, долериты, липариты	Базальты, долериты	Трахибазальты, абсарокиты, димбургиты, авгититы, анкартиты, нефелиновые базальты	Базальты, долериты	
	2. Андезито-базальты, дациты	Андезито-базальты	Трахиандезиты, трахиты, базальты, фонолиты	Пикрито-базальты, андезито-базальты, липариты, конгадиабазы, монзонит-порфиры, троктолит-долериты	
Условия проявления	3. Площадной	Площадной	Линейный, редко площадной	Площадной	
	4. До нескольких тысяч квадратных километров	До нескольких тысяч квадратных километров	Сотни километров, иногда мелкие тела на площади в десятки тысяч квадратных километров	До 1,5 млн км ²	
	5. Первые километры	Сотни метров	Первые сотни метров (до 1 км)	Несколько километров	
	6. Лавы, силлы, редко туфы, липариты-туфы, игнимбри-ты, экструзии	Лавы, силлы	Лавы, туфы, силлы, лакколиты, дайки	Покровы лав, туфы, силлы, дайки	
	7. Трещинный	Трещинный, реже цент-ральный	Центральный и трещинный	Трещинный, реже цент-ральный	
	8. Наземные, обломочные породы, преимущественно красноцветные	Наземные, обломочные (часто грубообломочные) породы, угли	Преимущественно назем-ные, обломочные породы, иногда угленосные	Преимущественно назем-ные, обломочные полимик-товые породы (песчаники, алевролиты)	
	9. Афировые, редко порфи-ровые	Афировые, реже порфиро-вые	Порфировые, редко афиро-вые	Афировые, реже порфиро-вые	
	Петрографические особенности базальтов	9.а) Pl, реже Ol, CP _y , OP _y	OP _y , Pl, CP _y в андези-то-базальтах	Ol, CP _y , Pl, Amf, Bi, Lc в разных сочетаниях	Pl, изредка с Ol и P _y
		б) Субкальциевый авгит	Авгит, в андезито-ба-зальтах, иногда пиконит	Ряд гдиноземистый фас-сайт - высококальциевый титанистый авгит-эгирин	Субкальциевый авгит, ди-опсид-авгит
10.в) Pl ₅₀₋₇₀ г) 10-35%Fa		Pl ₅₀₋₇₀ , изредка K-Na, FSp 10-35%Fa	Pl ₃₀₋₅₀ , в оторочках по Pl и Na FSp _{20-40%} Fa	Pl ₆₀₋₈₀ 20-40%Fa	
	11. Иногда микропегматит или анальцим	-	K-Na FSp и фельдшпатоиды	Спорадически микропегма-тит	
Петрохимия	12. Бимодальное, <u>47-52</u> , <u>70-74</u> , 45-78	Униmodalное, <u>48-52</u> , 45-55	Чаще униmodalное, <u>46-50</u> , 35-65	Униmodalное, <u>48-50</u> , 46-52	
	13. Hy+Q, редко Hy ± Ol	Hy+Q или Ol	Ol ± Ne	Hy ± Q	
	14. Al ₂ O ₃ 15-16, Σ Fe 10-12, Σ шел. 3-4, TiO ₂ 1,5-2, Na ₂ O > K ₂ O	Al ₂ O ₃ 14-17, Σ Fe 10-13, Σ шел. 3,5-5, TiO ₂ 1-2, Na ₂ O ≤ K ₂ O	Al ₂ O ₃ 13-19, Σ Fe 10-15, Σ шел. 4-7, TiO ₂ 2-4, Na ₂ O ≤ K ₂ O	Al ₂ O ₃ 13-15, Σ Fe 13-15, Σ шел. 2,5-3,5, TiO ₂ 1,5-2,5, Na ₂ O > K ₂ O	
	15. А	А	В, Г, Б	А	
	16. Полиметаллические, флюо-ритовые (P)	Исландский шпат (P)	Hg, флюорит (P)	Cu, Ni, Pt, Fe (с интрузиями), исландский шпат (M)	
Типичные примеры	17. Зауралье, Тургай, Т ₁ , Казахстан, Джунгаро-Балхашская и Зайсан-ская системы, P-T, За-падное Забайкалье, T ₁₋₂	Приморье: N-Q, Малый Кавказ, N-Q, Центральное Забайкалье, K ₁	Прибайкалье: KN-Q; При-морье, Западная Камчат-ка, Сахалин: N-Q, Тянь-шань; Кузнецкий Ала-тау; D-Урал, западный склон: Pt ₃ -Pz ₁ ; Сибир-ская платформа: Pz ₂ , P ₂ - T ₁	Сибирская платформа: P - T, Pt, Pz ₂ ; Русская платформа: Pt ₂₋₃ ; Кузбасс: T	

отсутствием спилитовой и спилит-натрово-липаритовой формаций. Из этого ряда здесь широко развиты формации, которые могут быть сопоставлены с базальт-трахиандезитовой (трахибазальт-трахиандезитовой) и базальт-андезито-базальтовой формациями. Трахибазальт-трахиандезитовая формация, широко распространенная в пределах Камчатки, в отличие от соответствующих формаций Урала и Малого Кавказа, характеризуется почти полной редукцией кислых (трахитовых, трахиандезитовых) членов. Соотношения этой формации с базальт-андезито-базальтовой также иные, чем на Урале: наблюдается смена трахибазальт-трахиандезитовой формации базальт-андезито-базальтовой как вверх по разрезу, так и в пространстве, причем в последнем случае базальт-андезито-базальтовая формация также является более молодой по возрасту (Ротман, Марковский, 1968). Местами (например, на Малых Курильских островах) соотношения формаций близки к таковым на Урале. Специфика базальтового вулканизма Тихоокеанского пояса тесно связана с его окраинно-материковым положением и постоянной миграцией геосинклинальных зон в сторону океана (от палеозоя до палеогена включительно).

Базальтовые формации, проявляющиеся на орогенной стадии развития подвижной области, чаще смещены в пространстве относительно раннеэвгеосинклинальных прогибов; новые вулканические пояса либо наследуют отдельные элементы плана предшествующих структур, либо накладываются на них несогласно.

Наиболее представительной на этой стадии развития является андезитовая (базальт-андезит-липаритовая) формация, слагающая нередко крупные вулканические пояса. Для Урала она не характерна. На Малом Кавказе, напротив, это одна из наиболее широко развитых вулканических формаций (N). Она проявлена преимущественно в зонах унаследованных геоантиклинальных поднятий (Мисханозангезурская), иногда захватывая и зоны предшествующего геосинклинального прогибания с базальт-андезито-базальтовой и базальт-трахиандезитовой (трахибазальт-трахиандезитовой) формациями (Аджаро-Триалетская, Еревано-Ордубадская).

Андезитовая формация в притихоокеанских районах связана с развитием системы островных дуг, происходившим в основном в кайнозое и главным образом в неогене. Отнесение островных дуг к той или иной стадии геотектонического цикла является до сих пор предметом дискуссии (Ротман, 1971). Важно отметить, что состав пород андезитовой формации в общем не зависит от характера фундамента, на котором закладываются вулканические зоны. В ходе эволюции вулканических дуг постепенно изменяются условия накопления вулканического материала от преимущественно морских вначале до преимущественно континентальных в конце, что приводит к образованию характерных ассоциаций вулканогенно-осадочных пород (формации "зеленых туфов" и "вулканогенная моласса"), хотя состав вулканических пород при этом не изменяется.

Базальт-липаритовая формация по сравнению с андезитовой распространена обычно в более консолидированных структурах, размещаясь в наложенных тектонических впадинах (Зауралье). Часто ее появление связывается с процессами так называемой активизации древних структур (Западное Забайкалье). В зонах, где обе формации совмещены, базальт-липаритовая завершает антидромное развитие вулканизма, следуя за андезитовой (отдельные участки Восточно-Азиатского вулканического пояса).

Становление собственной базальтовой (долеритовой) и трахибазальтовой формации отмечается, с одной стороны, после образования всех других формационных типов в истории эволюции подвижных областей, а с другой - в периоды так называемой тектономагматической активизации областей завершённой складчатости и платформ (сводово-глыбовые зоны). Представителями ее являются неоген-четвертичные плато-базальты совгаванской и шуфанской свит Приморья и трахибазальты Витимского плоскогорья.

Возникновение трахибазальтовой формации чаще происходит в обстановке возобновления тектонической активности ранее консолидированных складчатых структур - на фоне роста сводовых поднятий, проявления дифференцированных глыбовых движений и возникновения наложенных впадин. При этом в случае длительного разворачивания тектономагматической активности и последовательного проявления разнотипных формаций трахибазальтовая формация знаменует заключительные этапы вулканической деятельности. Так, на территории каледонской складчатой области Западного Забайкалья, где с начала мезозоя неоднократно проявлялись указанные процессы так называемой тектономагматической активизации, становление трахибазальтового формационного типа началось только с конца юры и продолжалось до голоцена в связи с заложением линейных систем впадин - "забайкальского" (J_3-K_1) и "байкальского" (рифтового, N-Q) типов.

Синхронное развитие собственно базальтовой (долеритовой) и трахибазальтовой формаций в пределах одной крупной складчатой области нередко достаточно рельефно оттеняет гетерогенные особенности ее тектонического строения. В Сихотэ-Алиньской складчатой области собственно базальтовая формация (N-Q), представленная в пределах крупных базальтовых плато (Савгаванское, Шуфанское и др.), распространена на площади мезозойд, тогда как выходы трахибазальтовой формации того же возраста приурочены к Ханкайскому срединному массиву.

Траптовая формация - типичная формация древних платформ - образуется после спаивания отдельных кратонных блоков в процессе формирования единого покрова платформенных осадков. На Сибирской платформе установлены проявления этой формации в каждом цикле (этапе) развития платформенного чехла - в протерозое, среднем палеозое, позднем палеозое - раннем мезозое (Масайтис, Рябченко, 1971; и др.). Ранние проявления траптовой формации приурочены к авлакогенам и перикратонным прогибам по периферии

платформы; поздний, наиболее мощный ее импульс пространственно связан с крупной Тунгусской синеклизой и обширным прогибом к северу от нее. Во всех случаях отчетливо устанавливается проявление траптовой формации в динамических условиях растяжения коры.

В палеозое и мезозое в ассоциации с траптовой формацией на платформе локально проявляется и трахибазальтовая формация, приуроченная к наиболее крупным разломам по периферии платформы и к авлакогенам. Траптовая и трахибазальтовая формации сосуществуют во времени и пространстве и проявляются в конце отдельных этапов (или циклов) в пределах крупных платформенных структур, формировавшихся в течение этих этапов (например, среднепалеозойский Патомско-Вильойский авлакоген, раннемезозойская Тунгусская синеклиза на Сибирской платформе). К траппам древних платформ примыкают аналогичные образования молодых (эпипалеозойских) платформ (Кузбасс и др.).

Сравнительный анализ главных типов базальтовых формаций континентов показывает, что большинство их по составу базальтов может быть отнесено к производным толеитовой базальтовой магмы и лишь один формационный тип — трахибазальтовый — к производным щелочно-оливин-базальтовой магмы. Различия между ними особенно ярко выступают при сравнении таких черт формаций, как набор пород (табл. 1, строки 1, 2), минеральный состав (табл. 1, строка 10); для пород трахибазальтового формационного типа особенно характерен нормативный нефелин. В составе базальт-трахиандезитовой (трахибазальт-трахиандезитовой) формации присутствуют в переменных соотношениях как толеитовые, так и щелочнооливиновые базальты.

Анализ вещественного состава главных типов базальтовых формаций — производных толеитовых магм — позволяет подразделить их в свою очередь на три крупные группы, которые различаются по степени и главным направлениям глубинной дифференциации исходного базальтового расплава¹, по структурным особенностям, а также минеральному и химическому составам базальтовых членов.

Одна из них может быть определена как группа слабо дифференцированных формаций: спилитовой, собственно базальтовой (долеритовой), траптовой. Эти формации представлены главным образом базальтами, общими признаками которых являются резкое преобла-

¹ За критерий дифференцированности гипотетического исходного толеитового базальтового расплава условно принимаются степень неоднородности (по SiO_2) продуктов вулканизма в составе формации, наличие либо постепенных (для последовательно дифференцированных формаций), либо скачкообразных (для контрастно дифференцированных) переходов между группами пород, не противоречащее экспериментальным и теоретическим моделям магматической дифференциации.

дание афировых структур, сравнительно низкое содержание кремнезема, глинозема и калия, повышенные количества магния, железа, титана (табл.2). Ведущая тенденция дифференциации, присущая перечисленным формациям, сводится к последовательному накоплению железа с некоторым увеличением количества кремнезема и щелочей на конечных стадиях и аналогична тенденции внутрикамерной магматической дифференциации скергардского типа.

Вторая группа объединяет последовательно дифференцированные формации (базальт-андезито-базальтовую, андезитовую), базальты которых характеризуются ясной порфировой структурой, относительно высоким содержанием кремнезема, глинозема и калия, пониженными - магния, железа и титана (табл.2). Ведущая тенденция дифференциации выражается в возрастании содержания кремнезема, которое в основных и средних членах формаций часто сопровождается накоплением глинозема; часто отмечается повышение роли калия на фоне общего возрастания щелочности.

К этой же второй группе примыкают по особенностям глубинной дифференциации и образования базальт-трахиандезитовой (трахибазальт-трахиандезитовой) формации.

Третью группу составляют контрастно дифференцированные формации: спилит-натрово-липаритовая и базальт-липаритовая, занимающие по ряду признаков переходное положение между формациями первой и второй групп (табл.2). Базальт-липаритовая формация по характеру своих основных членов часто соответствует формациям первой группы, и только присутствие кислых пород роднит ее с формациями второй группы. Что касается спилит-натрово-липаритовой формации, то ее начальные члены часто характеризуются афировой структурой и обнаруживают тенденцию к накоплению железа, тогда как на более поздних стадиях становления этой формации возрастает роль пород с порфировой структурой, отмечается накопление глинозема, а иногда и калия.

Трахибазальтовая формация, являющаяся производной щелочно-оливин-базальтовой магмы, может быть подразделена на несколько групп по петрохимическим особенностям наиболее распространенных типов пород. Например, трахибазальты платформенных ассоциаций нередко содержат пониженные количества магния; железо в них значительно окислено, что приводит к исчезновению нормативного нефелина при пересчетах. Этим они заметно отличаются от соответствующих ассоциаций областей завершённой складчатости и других регионов.

По характеру дифференциации также намечается несколько обособленных ассоциаций трахибазальтов. Так, в составе трахибазальтовой формации западного склона Урала выделяются две такие ассоциации:

1) недифференцированная афировых лав (трахибазальтов) и их субвулканических аналогов, характеризующаяся относительно низкими значениями содержаний Al_2O_3 и отношения K_2O/Na_2O ; 2) дифференцированная от лимбургитов до трахиандезитов, состоящая пре-

Таблица 2

Средние составы базальтов главных типов базальтовых формаций*

	Спили- товая	Спилит- натрово- липаритовая	Базальт-андези- то-базальтовая		Базальт-трахиандезитовая (трахибазальт-трахиандези- товая)			
	1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	49,11	50,77	51,43	50,54	51,37	49,90	49,75	
TiO ₂	1,30	0,86	0,76	0,85	0,70	0,64	1,01	
Al ₂ O ₃	16,07	17,02	16,61	17,43	17,49	16,28	17,90	
Fe ₂ O ₃	3,22	4,03	3,54	4,91	4,34	4,87	4,85	
FeO	7,50	6,07	5,69	6,02	4,75	4,92	3,35	
MnO	0,15	0,15	0,13	0,17	0,15	0,18	0,19	
MgO	7,02	5,83	5,24	4,94	4,30	5,44	3,91	
CaO	8,52	7,08	8,48	9,31	6,58	8,64	7,77	
Na ₂ O	2,82	3,77	3,11	2,81	3,38	2,96	3,51	
K ₂ O	0,77	0,77	0,94	0,72	3,25	2,79	3,65	
Число анализов	24	83	135	30	92	84	15	
Содер- жание крити- ческих норма- тивных минералов	Q	0,1	1,5	4,0	5,5	-	-	-
	Ne	-	-	-	-	-	-	2,93
	Hu	21,9	16,4	14,6	14,4	11,2	5,7	-
	Ol	-	-	-	-	1,0	4,2	6,80

* Приведены содержания главных породообразующих окислов без потери при прокаливании, величина которой не превышает 3,5-4%. 1 - Урал, Тагильский синклиниорий, S₁¹; 2 - там же, S₁²; 3 - там же, S₂¹; 4,6 - Камчатка, K₂; 5 - там же, S₂²-D₁; 7 - Малый Кавказ, P; 8 - Северная Камчатка, N; 9 - Зауралье, T₁; 10 - Западный склон Сихотэ-Алиня, N₂+Q; 11 -

имущественно из пирокластических разностей порфировых пород с четкой тенденцией накопления Al₂O₃ и более высоким K₂O/Na₂O (Остроумова, Румянцева, 1967).

Выдвинув вещественный состав формаций в качестве главного критерия их систематизации, попытаемся сравнить его с другими критериями, в частности тектоническими. При таком сравнении обращает на себя внимание, что в состав каждой из выделенных

Андезитовая	Базальт-липаритовая	Собственно базальтовая (доле-ритовая)		Трахибазальтовая			Трапсовая
		10	11	12	13	14	
8	9	10	11	12	13	14	15
52,20	49,59	49,96	48,53	49,83	46,49	48,44	49,30
0,90	1,61	1,90	1,23	1,11	2,62	2,64	1,27
18,50	15,60	15,30	17,41	16,55	14,25	17,00	15,52
5,17	5,36	3,90	5,95	3,14	4,37	3,82	5,24
4,35	6,06	6,86	4,62	5,53	8,07	5,49	7,62
0,22	0,56	0,16	0,15	0,14	0,17	0,21	0,19
5,35	5,37	7,48	6,03	8,29	7,57	4,71	7,09
8,82	8,46	8,28	8,77	7,26	8,77	5,93	10,88
3,04	2,86	3,09	3,35	2,16	3,59	4,80	2,20
1,15	1,10	1,29	1,35	4,11	2,05	2,90	0,54
23	55	10	41	38	19	10	82
4,7	4,5	-	-	-	-	-	2,5
-	-	-	-	0,3	7,1	4,8	-
12,1	14,2	14,4	2,3	-	-	-	17,1
-	-	3,5	12,9	15,6	13,5	9,2	-

Малый Кавказ, N₂-Q; 12 - Западная Камчатка, N₂; 13 - Западное Забайкалье, K₁; 14 - там же, P+Q; 15 - Сибирская платформа, P_{Z3}-M_{Z1}; 1-3, 5, 9 - по Н.А.Румянцевой; 4, 6, 8, 12 - по В.К.Ротману и Б.А.Марковскому; 7, 11 - по А.С.Остроумовой; 10, 13, 14 - по М.И.Розинову; 15 - по В.Л.Масайтису и А.А.Рябченко.

групп включены формационные типы существенно различной геотектонической приуроченности. Особенно контрастной в этом отношении является первая группа недифференцированных базальтовых формаций, включающая, с одной стороны, базальтовые формации заложения геосинклинального трога, с другой - траппы древних и молодых платформ. Вторая, несколько более компактная группа последовательно дифференцированных формаций проявляется практи-

чески непрерывно на протяжении всей длительной и сложной истории развития подвижных областей. И, наконец, третья группа контрастно дифференцированных формаций составляет как бы промежуточные звенья между крайними членами первой и второй групп формаций (спилит-натрово-липаритовая – между спилитовой и базальт-андезито-базальтовой, базальт-липаритовая – между андезитовой и трапшовой).

Весьма интересны сопоставления масштабов проявления формаций, относящихся к трем выделенным группам, которые служат важным критерием энергетики глубинных процессов. Даже на основании весьма приблизительных оценочных данных (табл.1) можно видеть, что максимальные масштабы проявлений свойственны формациям первой группы; из всех остальных к ним приближается андезитовая формация.

Таким образом, для внутриконтинентальных подвижных областей отмечается вполне отчетливая тенденция извержения недифференцированных базальтов на стадии заложения геосинклинального трога (первая группа формаций). Далее постепенно убывает интенсивность базальтового вулканизма и повышается степень дифференцированности его продуктов (вторая группа формаций). Изменение химизма базальтов на этой стадии идет путем последовательного возрастания в них содержания K_2O , Al_2O_3 и падения – TiO_2 . После перерыва, соответствующего эпохе складкообразовательных движений, и мощного проявления процессов гранитообразования базальтовый вулканизм возобновляется в виде дифференцированных формаций (вторая, отчасти третья группа), которые снова сменяются недифференцированными на стадии консолидации складчатых структур и перехода их в платформенное состояние (первая группа).

Развитие приокеанических подвижных структур Тихоокеанского пояса характеризуется особой эволюцией типов базальтовых формаций, среди которых полностью отсутствуют формации первой и третьей групп и наиболее полно и широко развиты последовательно дифференцированные формации второй группы. Наиболее общей чертой эволюции базальтовых формаций являются постепенное уменьшение общей щелочности базальтов и нарастание их глиноземистости во времени, что проявляется как на собственно геосинклинальной стадии, так и при переходе от нее к стадии развития островных дуг. Эта общая тенденция сочетается с особенностями пространственного распределения базальтовых формаций: в общем случае вблизи океана расположены наименее щелочные формации.

Дальнейшая "эпигеосинклинальная" эволюция базальтового вулканизма протекает в одном из двух направлений: 1) падение щелочности – образование собственно базальтовой (долеритовой) формации, или 2) повышение щелочности – образование трахибазальтовой формации. Первое направление реализуется в условиях прогрессирующей консолидации складчатой области вплоть до превращения ее в молодую платформу, второе свойственно, как правило, консолидированным блокам земной коры.

Анализируя роль и состав главных типов базальтовых формаций в истории развития складчатых областей и платформ, целесообразно рассмотреть также вопрос об изменчивости некоторых черт отдельных формационных типов во времени и пространстве. С достаточной уверенностью такие изменения могут быть прослежены на примере двух наиболее характерных формаций – геосинклинальной спилитовой и платформенной траптовой.

Сопоставление разновозрастных проявлений спилитовой формации в пределах одной подвижной области (Урал) или в разновозрастных областях показывает, что средний состав пород формации эволюционирует в сторону обеднения титаном и обогащения глиноземом и калием. Кроме того, в молодых геосинклиналях изменяется состав ассоциирующих осадочных образований – вместо кремнистых пород в парагенезисе со спилитами преобладают терригенные. Уменьшается масштаб проявления формации.

Изменение особенностей траптовой формационного типа достоверно прослеживается при статистической обработке петрохимических данных по разновозрастным (от докембрия до мезозоя) траптовым формациям Сибирской платформы (Масайтис, Рябченко, 1971). Петрохимический тренд в хронологическом ряду траптовых формаций указывает на обеднение пород кремнеземом и щелочами (особенно калием), обогащение кальцием и магнием. Сравнение пород траптовых формаций различных платформ показывает, что состав базальтов зависит главным образом от их "эпиплатформенного" возраста (измеряемого от момента стабилизации платформы): более "молодые" базальты богаче SiO_2 и беднее фемическими компонентами (Масайтис, 1970).

Изложенные данные наряду с анализом других материалов позволяют сделать ряд выводов.

1. Для разновозрастных складчатых областей "фемического типа" известная закономерность (Билибин, 1955; Кузнецов, 1964; и др.) преобладания недифференцированного базальтового вулканизма на стадии заложения геосинклинального трога, постепенная смена его в ходе развития геосинклинального процесса дифференцированными формациями и возобновление уже в консолидированной складчатой области подтверждаются лишь в самом общем виде.

2. На фоне этой универсальной закономерности вполне четко выступают характерные особенности конкретных складчатых областей:

а) установленный для Урала ряд собственно геосинклинальных базальтовых формаций не универсален ни в отношении полноты набора формаций, ни в отношении последовательности развития во времени и пространстве;

б) для Малого Кавказа характерны (при сходстве набора формаций с Уралом) разобщенность различных типов базальтовых формаций в пределах различных относительно короткоживущих прогибов и сравнительно слабое развитие недифференцированных базальтовых формаций;

в) для притихоокеанских молодых геосинклиналей характерно отсутствие в ряду геосинклинальных вулканических формаций спилитовой и спилит-натрово-липаритовой, "место" которых занимают слабо дифференцированные базальт-андезито-базальтовая и базальт-трахиандезитовая (трахибазальт-трахиандезитовая) формации.

3. В период геосинклинального вулканизма широко проявляются базальтовые формации повышенной щелочности. Роль таких формаций (в частности, базальт-трахиандезитовой) возрастает от древних геосинклиналей к молодым.

4. Андезитовый (базальт-андезит-дацит-липаритовый) формационный тип, по-видимому, не характерен для орогенной стадии уральской складчатой области, чрезвычайно широко развит на Малом Кавказе и в притихоокеанских областях, отличается от других формационных типов значительной устойчивостью признаков при широком диапазоне изменений тектонического и палеогеографического режимов. Наиболее молодые проявления этого формационного типа на Малом Кавказе (N-Q) в отличие от подобных проявлений на Камчатке характеризуются почти полной редукцией базальтовых членов ряда.

5. Сравнение базальтового вулканизма разновозрастных складчатых областей показало изменение соотношений различных формационных типов во времени. От древних геосинклиналей к молодым убывают масштабы проявления спилитовой и спилит-натрово-липаритовой формаций и возрастает роль базальт-андезито-базальтовой и базальт-трахиандезитовой (трахибазальт-трахиандезитовой). Следовательно, химический состав геосинклинальных базальтов в целом изменяется во времени с обогащением их калием и глиноземом и обеднением титаном.

6. В отличие от главных типов базальтовых формаций складчатых областей трапповый формационный тип является наиболее устойчивым во времени, а масштабы его проявления возрастают от древних циклов (этапов) развития большинства платформ к молодым.

7. Один и тот же формационный тип протерпевает некоторое изменение в геологической истории (масштабы проявления, некоторые петрохимические параметры состава пород, состав ассоциирующих осадочных пород и др.) при неоднократном проявлении как в одной складчатой области, так и в разновозрастных, но однотипных складчатых областях (например, разновозрастные спилитовые формации Урала и Малого Кавказа, разновозрастные трапповые формации Сибирской платформы).

8. Среди признаков, используемых для выделения формаций, наиболее эффективны состав, включая набор пород, их количественные соотношения, особенности минералов, структур и текстур пород, сквозные химические черты пород формации в целом и ее базитовых членов в особенности, степень и направление глубинной дифференциации.

9. Большинство выделяемых базальтовых формаций характеризуется определенным типом ассоциирующих с ними осадочных и особенно вулканогенно-осадочных пород, что позволяет ставить вопрос о правомерности и необходимости выделения устойчивых вулканогенно-осадочных парагенезисов. Особенно важно учитывать присутствие в составе таких парагенезисов переотложенного вулканического материала, который наиболее достоверно свидетельствует о палеогеографической обстановке накопления пород формации.

Учитывая, что базальты несут информацию о составе и состоянии пока недоступных для непосредственного изучения уровней земных недр, в том числе информацию об источнике рудного вещества и его концентрации или рассеянии в процессе эволюции силикатного расплава, следует считать главными задачами дальнейших исследований базальтовых ассоциаций углубленное изучение вещественного состава главных типов базальтовых формаций, выделение и исследование базальтсодержащих петрогенетических рядов изверженных горных пород с учетом экспериментальных данных, т.е. в конечном итоге органическое соединение двух традиционных направлений в изучении базальтов и их ассоциаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н. Мезозойские вулканические формации Азербайджана. - Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
- Азизбеков Ш.А., Гаджиев Т.Г., Рамозанов Ю.А. Нижнеэоценовый вулканизм Ордубадского синклиория. - Изв. АН Аз.ССР, серия "Науки о Земле", 1970, № 3-4.
- Белов И.В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1963.
- Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К., Ширай Е.П., Маренина Т.Ю. Формационный анализ колчеданосных областей как основа составления карт прогнозов на колчеданные руды на примере Южного Урала. - Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.
- Габриелян А.А., Багдасарян Г.П., Джрбашян Р.Т., Каранетян К.И., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. - Изв. АН Арм.ССР, серия "Науки о Земле", 1968, № 1-2.
- Гладких В.С. Некоторые вопросы петрологии щелочных оливиновых базальтов (на примере Маймеча-Котуйской провинции и Кузнецкого Алатау). - Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 9.
- Гоньшакова В.И. К вопросу о соотношении ультраосновной-щелочной, щелочно-базальтоидной и щелочно-оливино-базальтовой формаций устойчивых областей земной коры. - Петрология и металлогения базитов. Тезисы доклада к сов. М., 1968.
- Джрбашьян Р.Т., Елисеева О.П., Мнацаканян А.Х., Остроумова А.С., Фаворская М.А. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. "Наука", 1968.

- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз.ССР, 1948.
- Дзоценидзе Г.С. О вулканогенных формациях Грузии. - Сборник трудов Геол. ин-та АН Груз.ССР, посвященный А.И.Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
- Иванов С.Н. О происхождении главных вулканоплутонических ассоциаций эвгеосинклиналей и их металлогении. - В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала" (Труды II уральск.петрогр.сов., т. III). Свердловск, 1969.
- Карта магматических формаций СССР масштаба 1:2 500 000. Краткая объяснительная записка. Л., 1971.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
- Кутюлин В.А. Петрология трапхов Кузбасса. Междунац. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7 ("Базальты плато"). "Наука", 1964.
- Лебедев А.П., Малхасян Э.Г. Юрский вулканизм Армении. "Наука", 1965.
- Лордкипанидзе М.Б., Надарейшвили Г.Ш. Палеогеновый вулканизм Северной Гурии и Имеретии. - В сб. "Вопросы геологии Грузии". Тбилиси, Изд-во "Мецниереба", 1964.
- Лучицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
- Масайтис В.Л. Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время. - Записки мин.об-ва, серия II, 1970, вып. 2, № 99.
- Масайтис В.Л., Рябченко А.А. Петрохимические особенности пород разновозрастных трапховых формаций Сибирской платформы. - Труды ВСЕГЕИ, 1971, 158.
- Остроумова А.С., Румянцева Н.А. Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л., "Недра", 1967.
- Ротман В.К. Об андезитовой линии Тихого океана и андезитовом вулканизме. - В кн. "Вулканизм и глубины Земли", "Наука", 1971.
- Ротман В.К., Марковский Б.А. О типах геосинклинальных базальтовых магм (на примере Камчатки). - Докл. АН СССР, 1968, 182, № 3.
- Румянцева Н.А., Мазина Е.А., Молдаванцев Ю.Е., Сергиевский В.М., Смирнов Ю.Д. Опыт составления уральского макета карты магматических формаций СССР (масштаб 1:2 500 000). - В кн. "Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала" (Труды II уральск. петрогр. сов., т. I). Свердловск, 1969.
- Сергиевский В.М. Магматизм и металлогения Урала. - В сб. "Магматизм и связь с ним полезных ископаемых" (Труды II всес. петрогр. совещания), М., 1960.
- Фролова Т.И. Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. - Сов. геология, 1968, № 11.
- Фролова Т.И. Некоторые закономерности эволюции базальтоидного вулканизма геосинклиналей на примере Магнитогорского мегасинклинория. - Тезисы докладов к I симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс, 1971.
- Харкевич Д.С. Основные проблемы формационного анализа магматических образований. - Труды ВСЕГЕИ, 1971, 158.
- Штейнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. - Труды I Уральск. петрогр. сов. Свердловск, 1963.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. - Труды Ин-та геол. УФАИ, 1964, вып. 72.
- Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения. - Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.

ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ И СВЯЗАННОГО С НИМИ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

М. Б. БОРОДАЕВСКАЯ, Е. П. ШИРАЙ, Н. К. КУРБАНОВ,
А. И. КРИВЦОВ

Связь колчеданного оруденения с продуктами дифференциации натровых и кали-натровых серий толеитовых базальтовых расплавов, развитых в пределах геосинклинальных систем, сейчас общепризнана. При этом установлено, что характер связи оруденения с продуктами дифференцированных формаций инициального магматизма весьма разнообразен, месторождения этого типа конвергентны (В.И.Смирнов, 1960) и формирование их обычно охватывает длительный этап времени, начиная с периода накопления продуктивных вулканитов и кончая внедрением гранитоидных интрузий и дайковых комплексов позднегеосинклинальных стадий (В.И.Смирнов, 1970).

В зависимости от состава и геологоструктурных особенностей развития рудоносных магматических формаций нами выделяются колчеданосные провинции: 1) внутренних эвгеосинклинальных зон, 2) внешних эвгеосинклинальных зон, 3) внешних зон терригенных геосинклиналей, существенно отличающиеся по металлогеническим особенностям.

1. Внутренние эвгеосинклинали складчатых областей представляют собой типичные линейные зоны, ограниченные геосинклиналими поднятиями, длительно развивавшиеся как прогибы на базитовой океанической коре, по-видимому, — в результате растяжения континентов. Их характерными представителями являются герциниды Тагило-Магнитогорского прогиба Уральской складчатой системы и Передового хребта Большого Кавказа. Анализ истории формирования указанных зон на примере Южного Урала позволяет наметить основные черты эволюции магматизма в их пределах (Штейнберг, 1966; Бородаевская и др., 1970). На ранней стадии на фоне общего некомпенсированного прогибания происходили интенсивные трещинные излияния недифференцированных, довольно бедных калием афировых базальтов, нередко в форме подушечных лав в ассоциации с эксгальционно-осадочными кремнистыми образованиями, сопровождавшиеся и завершавшиеся формированием гипербазитов. Последние приурочены преимущественно к граничным подзонам, в пределах которых на этой стадии наступил период длительной стабилизации.

В отличие от Урала, по данным Л.И.Яковлева, для эвгеосинклинали Передового хребта Большого Кавказа характерно меньшее

развитие недифференцированных базальтов, которые в связи с этим не всеми исследователями выделяются в самостоятельную формацию. Уже на ранних стадиях происходило расчленение прогибов на отдельные зоны и блоки, развивавшиеся автономно. На примере детально изученного Магнитогорского прогиба на Южном Урале здесь могут быть выделены: а) зоны ранней стабилизации, в последующей истории являвшиеся областями сноса или участками развития наложенных прогибов (Присакмарская структурно-формационная зона); б) длительно развивающиеся внешние островные дуги, сложенные породами непродуктивной на колчеданные руды слабо дифференцированной андезито-базальтовой формации, для которой характерны высокий коэффициент explosивности, ярко проявленное порфиоровое сложение пород (Ирендыкская и Гумбейско-Адамовская зоны), низкое содержание титана, смена натровых серий кали-натровыми (иногда с повышенной щелочностью).

Одновременно в автономно развивавшихся внешних и внутренних прогибах второго порядка, разделяющих островные дуги, происходила смена недифференцированных базальтовых формаций продуктивными (контрастными и последовательно дифференцированными), связанная со сменой некомпенсированного прогибания компенсированного с возникновением вулканических поднятий и гряд, частично возвышавшихся над уровнем моря (Учалинская, Тубинско-Гайская, Ащebutакская зоны). Смена происходила на фоне интенсивных конседиментационных поднятий земной коры.

Базальты контрастной формации аналогичны недифференцированным, но сопровождаются в ряде структур вулканическими туфами. Порфиоровые разности содержат вкрапленники плагиоклаза и распространены лишь среди прижерловых фаций.

Кислые вулканы (липариты и липарито-дациты) контрастных формаций внутренних зон эвгеосинклиналей Урала и Северного Кавказа резко подчинены базальтам. Составляя обычно менее 10% общего объема, они приурочены преимущественно к верхам разреза, где слагают экструзивные постройки в пределах вулканических поднятий. Их становление связано с деятельностью вулканов центрального типа в прибрежно-морской и субазальной обстановке, о чем свидетельствует наличие спекшихся туфов, краснокаменных изменений, прибрежно-морских вулканомиктовых и осадочных фаций, в том числе рифогенных известняков на периферии построек. Формирование вулкаников сопровождалось и завершалось внедрением субвулканических интрузий того же состава.

Породы последовательно-дифференцированной формации развиты локально; для них характерны порфиоровая структура, высокая explosивность, несколько повышенное содержание калия, особенно в поздних дифференциатах, переходных к кали-натровым сериям. Фациальность аналогична кислым вулканикам контрастных формаций. Обычно в последующем происходит затухание вулканической деятельности на фоне общего подъема, которому иногда предшеств-

ует изливание в небольших объемах андезито-базальтов слабо дифференцированной формации.

После формирования охарактеризованных выше формаций как на Урале (Бородаевская и др., 1970), так и в пределах Северного Кавказа (по данным Л.И.Яковлева) в позднегеосинклинальную стадию наступил период относительной стабилизации и общего воздымания, что привело к резкому сокращению площадей осадконакопления и активного вулканизма, приуроченных в основном к структурам типа наложенных прогибов или к отдельным наиболее длительно развивавшимся зонам. Вулканы этой стадии представлены преимущественно кали-натровыми сериями, часто повышенной щелочности, а магматизм в целом завершался внедрением в геоантиклинальные поднятия гипабиссальных интрузий габбро-плагиогранитной и габбро-сиенит-диорит-гранитной формаций.

Основные месторождения внутренних эвгеосинклинальных прогибов представлены медно-цинковыми колчеданными залежами с весьма низким содержанием свинца. Резко подчинены собственно серноколчеданные, а также колчеданно-полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения.

Тесная связь рудных месторождений с вулканизмом подчеркивается зависимостью состава руд от формационной принадлежности пород. На Урале с контрастной формацией связаны месторождения в целом с более низкими содержаниями Cu и Zn при повышенной серебрисности руд; для руд месторождений, ассоциирующих с последовательно дифференцированной формацией, характерно более высокое содержание Cu, Zn, Pb, Au, Ag (Бородаевская и др., 1969).

Колчеданные месторождения формировались длительное время. Первые проявления оруденения представлены эксгальциционно-осадочными образованиями, синхронными с отложением вулканогенных продуктов в замкнутых мелководных бассейнах. Однако главная масса промышленных руд залегает в залежах, строение которых определяется сочетанием секущих и согласных элементов структуры, и сформирована на субвулканическом уровне глубин. Отдельные стадии рудоотложения часто разделены внедрением разновозрастных субвулканических интрузий при широком развитии эксплозивных брекчий, наиболее ранние из которых вмещают рудные тела, а более поздние содержат в виде ксенолитов обломки колчеданных руд разного состава (наиболее поздние из интрузий часто послерудные).

В некоторых структурно-формационных зонах залежи колчеданных руд метаморфизованы последующими интрузиями плагиогранитной или габбро-диорит-гранитной формации позднегеосинклинального этапа.

2. Внешние эвгеосинклинальные зоны складчатых областей характеризуются значительным разнообразием внутреннего строения и структурного положения, что отражается как в наборе и составе вулканогенных формаций, так и в их металлогенической специализации. По структурным особенностям среди них можно выделить три типа: рифтовые зоны, эвгеосинклинальные про-

гибы на складчатом геосинклинальном основании с тонкой сиалической корой и эвгеосинклинальные зоны активизированных срединных массивов и платформ с мощной, в различной степени базифицированной сиалической корой.

А. К узким эвгеосинклинальным рифтовым зонам, развивавшимся на границе с платформами и срединными массивами на территории СССР, могут быть отнесены колчеданные провинции каледонид Тувы, Западного Саяна, Салаира, Центрального Казахстана и, по-видимому, Западного Забайкалья.

Для них характерна мозаичная ориентировка в плане самих эвгеосинклинальных зон, ограниченных глубинными разломами и обрамляющих резко очерченные блоки древнего консолидированного фундамента. Начальные стадии развития аналогичны таковым во внутренних эвгеосинклинальных зонах. В ряде рифтовых зон после формирования недифференцированных базальтов начальной стадии имела место стабилизация, что подчеркивает их сходство с внешними зонами эвгеосинклинальных прогибов уральского типа. Колчеданные месторождения отсутствуют (например, Карташубинская зона Тувы и Ерментау-Ниязская зона Центрального Казахстана).

Базальты недифференцированных формаций рассматриваемых провинций несмотря на сходство с рассмотренными выше (Урал, Северный Кавказ) отличаются от них по ряду признаков, среди которых, как видно на примере базальтов Карташубинской зоны (Лапин, 1970; Иванова, 1963; и др.), наиболее существенны общая повышенная щелочность при существенно натровом составе и повышенное содержание титана, всегда большее 1%, а в ряде случаев превышающее 3%.

В период, предшествующий стабилизации, в незначительных объемах проявлены кали-натровые субщелочные породы, что сближает процессы эволюции магматизма данных областей с процессами эволюции магматизма срединных океанических хребтов.

В целом для областей рассматриваемого типа характерен базитовый фундамент, однако расположение прогибов вдоль границ срединных массивов с мощным сиалическим фундаментом не могло не отразиться как на составе вулканогенных формаций, так и на их металлогенической специализации.

Продуктивные формации представлены контрастными (Салаир, Тува, Саяны) и последовательно-дифференцированными типами (Центральный Казахстан, Западное Забайкалье). Они проявлены лишь в отдельных участках эвгеосинклинальных прогибов или в отдельных прогибах; причем в последнем случае можно лишь предполагать, что они развились вслед за недифференцированными базальтами. Время формирования продуктивных формаций различно в различных зонах одних и тех же эвгеосинклинальных систем (нижний кембрий - в Туве и Западных Саянах, верхний кембрий - в Салаире, кембрий - в Майкаинской зоне Центрального Казахстана, ордовик - в Акбастаусском районе Центрального Казахстана). Однако везде продуктивные формации формировались в условиях смены некомпен-

сированного прогибания компенсированным, трещинных излияний – вулканизмом центрального типа, субмаринного режима – режимом вулканических островов (Дистанов и др., 1971). В целом продуктивные формации рассматриваемых провинций отличаются от формаций внутренних эвгеосинклинальных зон большей ролью вулканитов кислого состава, количество которых составляет от 30 до 60–70% общего объема пород формаций. При этом вулканиты контрастного ряда являются существенно натровыми, в то время как среди последовательно дифференцированных отмечаются или переходные (Центральный Казахстан – Борукаев, 1965) или собственно кали–натровые серии (Западное Забайкалье – Горжевский, Козыренко, 1970).

Базальты рассматриваемых формаций отличаются от недифференцированных высокой эксплозивностью; нередко среди них картируются шлаковые гряды; появляются и порфиоровые разности (Тува).

Еще более схожи с породами Урала и Кавказа липариты и липарито–дациты контрастных формаций. Для них характерен существенно натровый состав при низком значении общей щелочности. В то же время кислые породы последовательно дифференцированных формаций отличаются повышенными содержаниями калия, а иногда и суммы щелочей, особенно в субвулканических породах (Западное Забайкалье, Центральный Казахстан).

Одновременно с вулканитами продуктивных формаций в других зонах второго порядка в режиме островных дуг формируются породы андезитовых (Тува) и андезито–базальтовых (Центральный Казахстан) слабо дифференцированных формаций. По данным Т.Н.Ивановой, в Туве андезитовые формации развиты в областях опущенных участков срединных массивов, т.е. на сиалическом основании. В целом для этих формаций, как и на Урале, характерны ярко выраженное порфиоровое сложение и высокая эксплозивность. Известны как натровые (Тува) с повышенным содержанием титана, так и кали–натровые малотитанистые разности пород (последние отличаются иногда повышенным содержанием щелочей).

Металлогеническая специализация внешних прогибов типа рифтовых зон определяется преобладающей ролью полиметаллического оруденения. При этом в ряде случаев характерен переход, с одной стороны, к барит–полиметаллическим месторождениям (Тува, Центральный Казахстан и др.), а с другой – к медноколчеданным (Тува, Салаир). Наблюдается зональность в распределении разных рудных ассоциаций как в пространстве, так и во времени.

Примером пространственной зональности может служить Салаир (Зеркалов, 1960), где с севера на юг барит–полиметаллические и полиметаллические ассоциации сменяются медноколчеданными; одновременно уменьшается доля кислых пород в составе продуктивной контрастной формации. Более локальная пространственная зональность устанавливается в Туве, где вблизи центров вулканизма размещены полиметаллические залежи, сформированные на субвулканическом уровне глубин, а в локальных прогибах – эксгальационно–осадочные серноколчеданные руды.

На всех месторождениях характеризуемых провинций отмечается, что барит-полиметаллическая минеральная ассоциация формируется позже собственно колчеданного этапа рудообразования. Кроме того, на примере Кызыл-Таштыгского месторождения в Туве (Берман, 1960) установлено, что серноколчеданное оруденение почти одновременно с вулканизмом, а обломки серноколчеданных руд фиксируются в эруптивных брекчиях, на которые наложены собственно колчеданное и барит-полиметаллическое оруденение.

Некоторые месторождения рассматриваемых регионов метаморфизованы и частично регенерированы под воздействием плагиигранитных интрузий (Маинское).

Б. Прогобы, развивающиеся на складчатом эвгеоантиклинальном основании, на сиалической коре на территории СССР представлены герцинским прогибом Рудного Алтая. Он расположен в краевой части Зайсанской складчатой области и граничит по Северо-Восточной зоне разломов глубокого заложения с каледонидами Горного Алтая, а от Калбинской миогеосинклинали отделен узким Прииртышским геоантиклинальным поднятием с выходами каледонид, осложненным мощной одноименной зоной смятия (Волачкович, 1965). Глубинное строение региона характеризуется постепенным подъемом верхней границы базальтового слоя с северо-востока на юго-запад к Прииртышской зоне и резким погружением его за пределами Рудного Алтая (Баранов, 1971; Ревакин и др., 1966). По данным Д.И. Горжевского (1958), в период силура - нижнего девона на всей площади существовала геоантиклинальная обстановка. В конце нижнего девона - начале эйфеля в пределах Южного Алтая начался интенсивный липарит-дацитовый вулканизм; при этом области развития вулкаников постепенно смещаются на юго-запад к Алейско-Иртышской зоне. Здесь вулканики липарито-дацитовой формации формируются вплоть до франского времени включительно, в то время как на более восточных площадях уже с конца эйфеля активный вулканизм затухает и происходит отложение продуктов флишоидной и аспидной формаций с постепенным нарастанием глубинности фаций с запада на восток. Зональность определяется, по-видимому, особенностями глубинного строения региона, о которых сказано выше, и отражается как в составе и наборе вулкаников, так и в металлогении отдельных структурно-формационных зон второго порядка.

В фаменское время в типичной обстановке режима островных дуг на фоне относительной стабилизации, охватившей большие площади, развивался интенсивный натровый андезитовый вулканизм в пределах крайней западной (Алейско-Иртышской) зоны. Завершился он внедрением разнообразных по составу малых интрузий, комагматических с вулканиками гранитоидов змеиногорского комплекса, предшествующих орогенному этапу развития региона.

Вулканики липарит-дацитовой формации, вмещающие практически почти все важнейшие месторождения, формировались в режиме океанических островов, о чем свидетельствуют наличие игнимбритов,

краснокаменные изменения пород, наличие рифогенных известняков и мелководных фаций вулканомиктовых пород вблизи центров вулканизма.

По составу липариты отличаются от рассмотренных выше кислых пород контрастных формаций преобладанием кали-натровых разностей (содержание калия выше 2%). В кислых породах рассматриваемой формации устанавливается смена кали-натровых пород натровыми с востока на запад, что можно связывать с подъемом поверхности базальтового слоя в том же направлении.

Рудный Алтай отличается колчеданно-полиметаллической металлогенической специализацией (Яковлев, 1962; Иванкин и др., 1961). В то же время здесь известны и медноколчеданные, а также собственно полиметаллические и барит-полиметаллические месторождения. При этом устанавливается региональная зональность, которая заключается в смене руд с повышенным содержанием свинца рудами с медным оруденением от Южного Алтая по направлению к западной (Алейско-Иртышской) зоне Рудного Алтая, что, по-видимому, объясняется особенностью глубинного строения региона. Это, по данным В.Д.Баранова (1971), подтверждается и распределением руд в пределах самой Алейско-Иртышской зоны: в местах относительного погружения базальтового слоя возрастает содержание свинца в рудах и уменьшается содержание меди. При этом следует подчеркнуть связь медного оруденения с более натровыми сериями пород, как и в других регионах СССР.

Время формирования колчеданно-полиметаллических месторождений охватывает значительный промежуток времени. Оруденение формировалось уже в процессе вулканической деятельности в виде эксгалационно-осадочных залежей. В то же время изучение структурно-морфологических особенностей рудных тел свидетельствует о формировании основной массы руд позже вмещающих пород, а для ряда месторождений доказывается их послегранитный (по отношению к интрузиям змеиногорского комплекса) возраст.

Некоторые месторождения наиболее тесно в пространстве и времени связаны с малыми интрузиями, завершающими становление продуктивной вулканогенной формации.

(В.) К зонам активизированных срединных массивов и платформ на территории СССР могут быть отнесены колчеданные провинции мезозойд северо-восточного склона Малого Кавказа, герцинид Юго-Западных Гиссар и ранних каледонид Карелии.

Узкий и линейно-вытянутый эвгеосинклиальный прогиб северо-восточной зоны Малого Кавказа (Гянджинский) (типичный представитель активизированных краев частей срединных массивов) развивался на консолидированном фундаменте, сложенном субплатформенными туфогенно-карбонатными и метаморфическими комплексами палеозоя и в период своего формирования в юрское и меловое время был отделен от геосинклинали Большого Кавказа крупным геом-

синклиналиальным поднятием. Начальный этап формирования Гянджинского колчеданоносного эвгеосинклиналиального прогиба характеризует-
ся отсутствием продуктов инициального магматизма (недифференцированных базальтов и гипербазитов); накопление в ранней юре маломощных толщ терригенного флиша сменяется в средней юре вулканизмом дифференцированных продуктивных формаций. Последние развивались автономно в отдельных продольных структурно-формационных зонах второго порядка: в более южной зоне накапливались продукты контрастно-дифференцированной вулканоплутонической формации, тогда как в северной — продукты последовательно-дифференцированной вулканоплутонической формации. Для обеих продуктивных формаций характерны натровый, переходный к кали-натровому состав как основных, так и кислых дифференциатов и порфиновый облик пород. Во времени юрские продуктивные формации сменяются продуктами недифференцированных и затем колчеданоносных (в Грузии) контрастных формаций мела, автономно развивавшихся в самой южной, Севано-Аккеринской, зоне второго порядка. В пределах этой же зоны обнажаются пояса гипербазитов, относимых рядом исследователей к протрузиям. Вулканогенная формация мела характеризуется натровым составом. При этом в ранее консолидированных структурно-формационных зонах развивались локальные прогибы, часто поперечно-блокового строения, выполненные субщелочными вулканитами слабо дифференцированной андезитовой формации юрского и более молодого возраста. Становление всех рассмотренных вулканоплутонических и вулканогенных формаций происходило в режиме островных дуг в прибрежно-морских и преимущественно субаэральных условиях, о чем свидетельствует широкое развитие игнимбритов, краснокаменно измененных пирокластов (среднего и основного составов) и рифогенных известняков. Породы продуктивных формаций обладают отчетливо выраженным порфиновым обликом.

Петрохимический облик колчеданоносных продуктивных формаций характеризуется составами, переходными от натровых к кали-натровым, а также резко пониженными содержаниями титана (около 0,4% и менее TiO_2 в породах базальтового состава). В дальнейшем вслед за продуктивными на колчеданы щелочноземельными сериями пород формируются вулканиты кали-натрового и существенно калиевого составов повышенной щелочности. Металлогеническая специализация выделенных автономно развивающихся структурно-формационных зон второго порядка отчетливо проявляется в составе руд известных месторождений и рудопроявлений — в пределах продуктивных формаций юрской системы основную роль играют колчеданно-полиметаллические и полиметаллические месторождения (Альверды, Шамлуг, Кедабек и др.), тогда как в продуктивных формациях мелового возраста основная масса залежей относится к медноколчеданному типу (меднорудный район в Грузии). Таким образом, на примере металлогенической провинции Малого Кавказа также отчетливо устанавливается непосредственная зависимость состава руд колчеданных

месторождений от петрохимических особенностей магматических формаций, что в свою очередь связано с тектоническим положением и историей развития всего Гянджинского эвгеосинклинального прогиба. Отдельные месторождения Малого Кавказа метаморфизованы под воздействием плагиогранитных интрузий, завершающих геосинклинальный магматизм (Кедабек).

В отличие от колчеданоносной провинции Малого Кавказа новая, еще слабо изученная в целом колчеданная провинция Юго-Западных Гиссар охватывает краевую эвгеосинклинальную зону обширной складчатой области герцинид Тянь-Шаня, возникшую в начале карбона в результате вовлечения в прогиб (или активизации) краевой части крупного срединного массива. Вулканизм здесь представлен продуктами липарит-дацитово-калий-натрового ряда, формировавшимися в прибрежноморской и субаэральной обстановке. Ведущим типом оруденения этой зоны являются колчеданно-полиметаллические месторождения с повышенным содержанием свинца (Горжевский, Козыренко, 1970).

Колчеданные месторождения Карелии приурочены к узким межглыбовым прогибам (геосинклинальным трогам, по Е.В.Павловскому, М.С.Марковой и др.) - Хоутоварскому, Парандовскому и Койкарско-Кумчезерскому, выполненным вулканитами протерозойского возраста, которые преобразованы на уровне эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (Рыбаков, 1967).

На примере Хаутоварской структурно-формационной зоны можно рассмотреть основные особенности магматизма и металлогении региона. Для нее характерна связь наиболее ранних проявлений вулканизма с накоплением продуктов базальт-андезит-дацит-липаритовой формации гомодромного ряда, характеризующейся высоким коэффициентом эксплозивности, связанным с вулканизмом центрального типа, протекавшим в прибрежно-морской и субаэральной обстановке режима островных дуг. Одновременно накапливались в мелководных условиях туфогенно-осадочные и осадочные отложения (туфокоагломмераты, туфопесчаники, известняки с водорослями, графитистые кварциты и сланцы).

Вулканогенные породы характеризуются порфировым сложением. Состав их отвечает составу типично щелочноземельных пород (по данным С.И.Рыбакова и Г.В.Ручкина): умеренно глиноземистых, калий-натрового состава с небольшим количеством полевошпатовой извести, с повышенной железистостью и низким содержанием титана в базальтах при относительно повышенной титанистости андезитов и дацитов (содержание двуокиси титана остается на одном уровне - 0,8-1% независимо от содержания кремнекислоты).

Одновременно с последними фазами вулканизма последовательно дифференцированной формации происходило становление недифференцированных базальтов, являющихся продуктами трещинных излияний. Для них характерны афирный облик, существенно натровый состав и низкие содержания титана (около 1% TiO_2). Местами вдоль шовных зон проявлен ультрабазитовый магматизм.

Металлогенический облик провинции определяют залежи осадочных пиритовых руд, преобразованных в процессе метаморфизма в лежачих и висячих боках рудных тел в пирротиновые руды.

В целом для прогибов, развитых на срединных массивах, на ранних этапах характерно развитие порфировых серий кали-натрового или переходного от кали-натрового к натровому состава, сменяющихся в дальнейшем в отдельных структурах проявлениями продуктов инициального магматизма (толщи недифференцированных базальтов и гипербазиты), что может быть связано с базификацией основания. Металлогенический облик провинций также находится в прямой зависимости от степени базификации фундамента, меняясь от свинцово-цинкового (Гиссары) к полиметаллическому (Гянджинская зона Малого Кавказа) и медному (Грузия).

3. Внешние мобильные зоны терригенных геосинклиналей являются своеобразными колчеданоносными провинциями. В настоящее время к такого рода провинциям можно отнести южное крыло антиклинория Большого Кавказа, где выявлены колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления.

В пределах характеризуемого региона в юрско-раннемеловой этап на фоне формирования мощных флишoidных толщ проявился магматизм, представленный подвижными трещинными излияниями недифференцированных покровов афировых базальтов и последовательно дифференцированным кали-натровым рядом пород субвулканической фации.

По сравнению с породами типично эвгеосинклинальных зон магматические породы резко подчинены осадочным.

Дайки, штоки и небольшие интрузивные тела группируются в протяженные пояса общекавказского простиранья, фиксируя отдельные ветви взбросо-надвиговых нарушений глубокого заложения, контролирующих размещение колчеданных залежей.

Металлогенический облик провинции определяется колчеданно-полиметаллическим типом оруденения. В позднегеосинклинальный этап происходит внедрение интрузий габбро-диоритового состава, с формированием которых связан метаморфизм образованных ранее колчеданных залежей.

Сравнительный анализ набора, состава и условий формирования магматических формаций и сопутствующей им металлогении колчеданоносных и геосинклинальных прогибов, различающихся по характеру развития, свидетельствует о том, что присущие им магматизм и оруденение существенно различаются. Особое значение при этом имеют строение и состав фундамента геосинклинальных прогибов, а также положение рудоносных формационных зон относительно платформ или срединных массивов (см. таблицу).

Полный цикл эволюции базальтовых магм с возрастанием степени дифференциации продуктов вулканизма по мере смены собственно инициального магматизма вулканизмом центрального типа

на фоне прогрессирующего ужесточения структур, с развитием дифференциации от недифференцированных к контрастным, последовательно и слабо дифференцированным формациям с широко проявленными натровыми сериями пород и с нарастанием роли калия и суммы щелочей характерен только для внутренних прогибов эвгеосинклинальных зон.

Во всех остальных структурных типах колчедановых провинций полный цикл эволюции базальтовых магм отсутствует. Характерна незначительная роль продуктов кислого вулканизма, которая возрастает по мере увеличения близости и мощности сиалического слоя земной коры, а также длительности развития процессов вулканизма. При этом по особенностям магматизма могут быть выделены три типа регионов: 1) с ведущей ролью продуктов магматизма базальтового состава преобладающих над кислыми членами формаций (Тува, Западный Саян, Карелия), 2) с преобладанием продуктов вулканизма кислого состава и подчиненной роли базитов (Юго-Западные Гиссары, Рудный Алтай), 3) с примерно равными соотношениями базитов и кислых пород и относительно широким развитием пород андезитового состава (Центральный Казахстан, Западное Забайкалье, Малый Кавказ).

Петрохимический облик пород, как и объемные соотношения кислых и основных магм, существенным образом отражает влияние сиала и соотношение длительности процессов прогибания и воздымания. Внутренние эвгеосинклинальные зоны (Урал, Северный Кавказ) характеризуются существенно натровым составом раннегеосинклинальных магматических проявлений. В пределах провинций с широким развитием кислых вулканитов (Западные Гиссары, Рудный Алтай) преобладают породы кали-натрового ряда. Наконец, в ряде провинций контрастные серии представлены натровыми разностями (Тува, Салаир), а последовательно-дифференцированные — кали-натровыми или переходными от натровых к кали-натровым (Центральный Казахстан, Малый Кавказ, Западное Забайкалье, Карелия).

Закономерно меняется и металлогеническая специализация рассматриваемых рудных провинций. Для внутренних эвгеосинклинальных прогибов характерен классический железо-медный тип рудной минерализации. В остальных провинциях главными промышленными типами месторождений являются полиметаллические; причем роль свинца возрастает в областях широкого развития кислых пород кали-натрового состава (Гиссары, Южный и частично Рудный Алтай). Таким образом, каждая рудная провинция имеет ярко выраженный металлогенический облик, определяющий ее промышленное значение. Однако в пределах большинства из них можно наблюдать промежуточные по составу (медно-полиметаллические) или даже в целом не типичные для данной провинции члены формационного ряда колчеданных месторождений: медных в провинциях полиметаллического профиля и свинцово-цинковых в собственно медных провинциях. Обычно такие отклонения связаны с автономным развитием и осо-

бенностями структурного положения отдельных структурно-формационных зон и блоков. Так, например, на Урале в восточной краевой части прогиба, где сиалический фундамент имеет большую мощность и залегает неглубоко, появляются месторождения с повышенным содержанием свинца и цинка и даже собственно колчеданно-полиметаллические и золото-колчеданно-полиметаллические залежи (Александринское, Куросанское рудные поля и др.). С другой стороны, на Рудном Алтае в Салаире и в других провинциях с ведущим значением полиметаллического оруденения отмечены собственно медно-колчеданные месторождения и отдельные рудные тела. Сотрудниками ИМГРЭ (Л.Н.Овчинников, В.Д.Баранов, Э.Д.Баранов) показано на примере Прииртышской зоны Рудного Алтая, что даже в пределах одной структурно-формационной единицы состав руд (в частности, отношение меди к свинцу) находится в прямой зависимости от глубины залегания базальтового слоя.

В заключение подчеркнем, что анализ структурного положения колчеданных провинций, условий развития и формационного облика магматических пород в их пределах помогает не только выделить перспективные для обнаружения колчеданного оруденения площади, но и прогнозировать ожидаемый минеральный состав рудных залежей, что необходимо учитывать при поисковых работах, особенно в новых, слабо изученных колчеданоносных регионах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И., Ширай Е.П., Агеева С.Т., Маренина Т.Ю. Некоторые вопросы структурно-формационного районирования колчеданоносных областей. - Труды ЦНИГРИ, 1970, вып.92.
- Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К., Новгородова М.И. О металлогенической специализации колчеданоносных вулканогенных формаций. - Докл. АН СССР, 1969, 187, № 2.
- Баранов В.Д. О металлогенической зональности колчеданного оруденения на Рудном и Южном Алтае. - В сб. "Металлогенические и геологические исследования", 1971, вып.1.
- Берман Б.Г. Геология Кызыл-Таштыгского месторождения. - Труды сов. по развитию произв. сил. Тувинск. авт. обл. Кызыл, 1960.
- Борукаев Р.А. Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1965.
- Волочкович К.Л. Тектоническое положение Калба-Норымской металлогенической зоны редкометалльных пегматитов и гидротермалитов. "Наука", 1965.
- Горжевский Д.И. О тектонических условиях формирования эффузивов на примере Рудного Алтая. - Геол. сб., 1958, № 5-6.
- Горжевский Д.И., Козыренко В.Н. Сравнительная геологическая и металлогеническая характеристика типов свинцово-цинковых провинций Тянь-Шаня и других регионов. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. IX. "Наука", 1970.
- Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Лапин Б.Н. Положение гидротермально-метасоматического и вулканогенно-осадочного оруденения в процессе

- развития вулкано-тектонических структур. - Материалы симпозиума по металлоген. специализации вулкано-тект. структур. Владивосток, 1971.
- Зеркалов В.И. Вмещающие породы колчеданных месторождений северо-восточного Салаира и их роль в распределении оруденения. - Вест. ЗСГУ и НТГУ, 1960, № 3.
- Иванова Т.Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. Госгеолтехиздат, 1963.
- Иванкин П.Ф., Иншин П.В. Рудные формации Рудного Алтая; Алма-Ата, АН Каз.ССР, 1961.
- Лапин Б.Н. Петрохимические особенности нижнекембрийских эффузивов Тувы. - В кн. "Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы". Новосибирск, 1970.
- Ревякин Б.С. и др. Особенности глубинного строения Рудного Алтая по геофизическим данным в связи с проблемой магматизма. - Сов. геология, 1966, № 2.
- Рыбаков С.И. Об оолитовых пиритовых рудах некоторых серноколчеданных месторождений Южной Карелии и их метаморфизме. - Геол.рудн.месторожд., 1967, № 4.
- Смирнов В.И. Конвергентность колчеданных месторождений. - Вестн. МГУ, серия геол., 1960, № 2.
- Смирнов В.И. О металлогении каледонид Западного Саяна. - Геол. и геофиз., 1963, № 2.
- Смирнов В.И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. - Геол. рудн. месторожд., 1970, № 6.
- Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм Урала. - В кн. "Материалы II Уральск. петрогр. сов". Свердловск, 1966.
- Яковлев Г.Ф. Тектонические закономерности размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых". "Наука", т. V, 1962.

ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИЙ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Г. В. ПИНУС, В. В. ВЕЛИНСКИЙ, Ю. Р. ВАСИЛЬЕВ

Еще со времени А.Н. Заварицкого (1955) ультраосновные ассоциации горных пород по генетическим признакам были подразделены на две группы: а) производные собственно ультраосновной магмы, возникающие при селективном плавлении перидотитового субстрата Земли, и б) производные базальтоидного магматизма, являющиеся продуктом дифференциации базальтоидной магмы. В особую группу выделялась ультраосновная-щелочная ассоциация горных пород, проявляющаяся в платформенных условиях. Н.Д. Соболев (1962) предложил для этих природных ассоциаций ультраосновных горных пород собственные наименования – ультрамагбазиты, ультрафербазиты, ультраалькбазиты. С развитием учения о магматических формациях в соответствии с представлениями о содержании последних были выделены четыре интрузивные ультраосновные формации, две из которых – гипербазитовая и габбро-пироксенит-дунитовая – отнесены к формациям геосинклинальных этапов развития подвижных зон, а остальные – кимберлитовая и формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами – к магматическим формациям устойчивых областей (Кузнецов, 1964). В дальнейшем в работах, посвященных ультраосновным магматическим формациям отдельных районов Советского Союза, наметилась тенденция к увеличению числа последних. Так, С.С. Зимин (1965) на примере сихотелинских ультраосновных пород предлагает гипербазитовую формацию подвижных зон земной коры разделить на две: дунит-гарцбургитовую и дунит-верлитовую. Н.А. Румянцева и другие геологи (1969), обобщая материал по ультраосновному магматизму Урала, пытаются обосновать выделение, помимо гипербазитовой (ее авторы называют дунит-гарцбургитовой), еще двух формаций: перидотит-пироксенитовой и дунит-пироксенит-габбровой. И.А. Малахов (1972) на материалах того же Урала считает необходимым выделять дунит-периодитовую (гипербазитовую) и дунит-пироксеновую формации, а Л.Д. Булькин и К.К. Золоев (1968) выделяют три формации: дунит-пироксенит-габбровую, габбро-периодитовую и пироксен-периодитовую. И.М. Волохов и В.М. Иванов (1963) для Алтае-Саянской области обосновывают необходимость выделения двух ультраосновных магматических формаций: гипербазитовой и габбро-пироксенит-дунитовой. Учитывая материалы по отдельным районам Советского Союза, авторы карты

магматических формаций, составленной коллективом ВСЕГЕИ (Объяснительная записка к карте магматических формаций, 1971), предложили свою еще более дробную классификацию ультраосновных магматических формаций. Ими выделены уже шесть ультраосновных формаций, из которых три — габбро-перидотитовая, перидотит-пироксенитовая и дунит-пироксенит-габбровая — относятся к магматическим формациям складчатых областей, две — перидотит-пироксенит-норитовая расслоенных интрузий и щелочно-ультраосновная — к формациям постконсолидационной активизации складчатых областей и кимберлитовая — к формациям платформ.

Такой разнотой в количествах и названиях выделяемых ультраосновных магматических формаций, как нам представляется, является следствием того, что, изучая отдельные магматические комплексы, исследователь сталкивается с фактами непостоянства состава и различиями в количественном соотношении пород, слагающих эти комплексы. При этом наибольшие затруднения выявляются при обосновании выделения ультраосновных магматических формаций в складчатых областях, для которых характерна тесная пространственная сопряженность ультраосновных и основных пород, вызванная общностью контролирующих их размещение разрывных тектонических структур.

Основными предпосылками для выделения габбро-пироксенит-дунитовой или родственных ей формаций являются факты совместного нахождения в составе интрузивных тел ультраосновных и основных горных пород и характер взаимоотношений между ними. В таких сложных по составу массивах чаще всего отмечаются постепенные взаимопереходы одних пород в другие, которые в ультраосновной части проявляются в проявлении плагиоклазсодержащих разновидностей дунитов и перидотитов, а также пироксенитов, а в габброидной — в широкой гамме чередующихся между собой пород, сложенной преимущественно различными оливинсодержащими габбро и анортозитами с участками пород ультраосновного состава. Опираясь на эти факты и традиционные представления о дифференциации базальтовой магмы, подобные сложные по составу интрузивные комплексы можно рассматривать как продукты дифференциации основной магмы, которая происходит в магматической камере, располагавшейся на месте залегания интрузива. В том же случае, когда контакты между отдельными разновидностями пород или их сообществами имеют рвущий характер, предполагается, что дифференциация основного силикатного расплава осуществлялась на глубине, откуда к месту формирования интрузива поступали отдельные порции уже отдифференцированного магматического материала.

Опыт изучения альпинотипных гипербазитов юга Сибири и особенно север-востока СССР убеждает нас в том, что если в основу понятия абстрактной магматической формации положить представления Ю.А. Кузнецова (1964) и критически осмыслить накопившийся к настоящему времени большой фактический материал, характеризующий сложные взаимоотношения между гипербазитами и основными

породами в таких массивах, то можно прийти к выводу, что из всего многообразия предлагаемых в настоящее время ультраосновных магматических формаций правомерно выделять только одну формацию — альпинотипную формацию гипербазитов. Все же остальные выделяемые ныне в складчатых областях ультраосновные магматические формации отвечают по содержанию продуктам формаций альпинотипных гипербазитов и интрузирующей их основной (базальтоидной) магмы. К такому выводу мы приходим на основании анализа геологической обстановки, наблюдений над взаимоотношениями отдельных разновидностей пород в пестром ряду гипербазит-габбро и особенностей их вещественного состава. Характер процессов взаимодействия базальтоидной магмы с ультраосновными породами и масштабность этих явлений различны и зависят от объемных соотношений гипербазитов и рвущих их габброидных интрузивов и от термодинамических условий формирования последних.

В случае мелких тел габброидов, становление которых происходило на сравнительно небольшой глубине, их влияние сказывается главным образом в серпентинизации гипербазитов. Реже в этих случаях наблюдаются явления пироксенизации и оливинизации ультраосновных пород в узкой зоне экзоконтактов габброидных тел. Иная картина обнаруживается тогда, когда объем габброидной магмы, интрузирующей гипербазиты, оказывается соизмеримым или превышает объем гипербазитов. В этой ситуации в зонах контакта может возникнуть сложная гамма пород, разрез которых в идеальном виде будет представлен следующим рядом пород. Нормальные габбро и габбро-нориты центральных частей габбровых интрузий по мере приближения к контактовой зоне с гипербазитами сменяются норитами, затем оливинодержащими габбро и их меланократовыми разновидностями, обогащенными клинопироксеном. Габброиды приконтактовых частей характеризуются непостоянством количественных соотношений породообразующих минералов, неравномерностью структур и такситовыми, часто полосчатыми текстурами. В эндоконтактовой зоне габброидных массивов появляются породы типа троктолитов и алливалитов, которые связаны постепенными переходами с оливиновыми габбро и их лейкократовыми разновидностями. В непосредственной близости от гипербазитов среди габброидных пород появляются "прослой" дунитов и пироксенитов; причем последние, как правило, располагаются между дунитами и габбро. Здесь же среди габброидов нередко встречаются ксенолиты гипербазитов. Зоны такситовых габброидных пород иногда сменяются плагиоклазсодержащими дунитами и перидотитами, которые обычно распространены ограниченно и быстро сменяются своими бесполовошпатовыми аналогами. В конкретных случаях из приведенного идеализированного разреза могут выпадать его отдельные члены и менять последовательность пород.

Детальное изучение породообразующих минералов в зоне, переходной от габброидов к гипербазитам, показывает, что они несут ряд специфических особенностей: 1) оливин в оливинодержащих такситовых габбро либо идентичен либо очень близок по составу оливинам

из гипербазитов и представлен зернами неправильной формы, часто несущими следы резорбций и растворения; 2) состав клинопироксенов из пироксенитовых "слоев" в такситовых габброидах аналогичен составу пироксенов из метасоматических жил пироксенитов, развивающихся внутри гипербазитовых тел в экзоконтактовой зоне интрузивов габбро; 3) плагиоклаз, содержащийся в ультраосновных и основных породах переходной зоны и в нормальных габбро, по составу одинаков и представлен битовнитом или анортитом; вместе с тем плагиоклаз нормальных габбро и габбро-норитов по характеру двойникования, степени дефектности кристаллической решетки, спектру содержащихся в нем малых элементов, особенностям эпигенетических изменений и другим признакам отличается от плагиоклаза оливинсодержащих габброидов и плагиоклазсодержащих гипербазитов; 4) наличие в троктолитах шпинелидов, изменяющихся от собственно шпинели до пикотита и отсутствующих в габбро и габбро-норитах; 5) химический состав и состав элементов - примесей пород переходной зоны (полосчатый комплекс) обладают особенностями, характерными, с одной стороны, для нормальных габбро, а с другой - для гипербазитов.

Все эти факты, по нашему мнению, не могут быть удовлетворительно объяснены с позиций дифференциации базальтовой магмы и свидетельствует о значительной роли метасоматических процессов в образовании пестрой гаммы пород, наборы которых в их разном сочетании послужили основанием для ряда исследователей выделять дунит-пироксенит-габбровую и подобные ей формации. Следует иметь в виду, что этот вывод не оригинален. Так, Д.С. Штейнберг (1961) уже давно подчеркивал генетическую самостоятельность гипербазитов и габброидов платиноносного пояса Урала, а еще раньше Б.М. Романов (1949) устанавливал разрыв во времени между внедрением гипербазитов и габбро того же района. Ю.А. Кузнецов (1964), анализируя геологоструктурную позицию и вещественный состав пород габбро-пироксенит-дунитовой формации, отмечал, что ультраосновные породы этой формации ближе отвечают породам гипербазитовой формации, чем ультраосновным породам дифференцированных основных интрузий устойчивых областей и что габбро-пироксенит-дунитовая формация всегда является многофазной. В последнее время многими геологами Урала была доказана разновозрастность гипербазитов и габброидов для этой формации и показано, что многие переходные типы ее пород (например, полевошпатовые перидоты) являются метасоматическими образованиями, продуктами фельдшпатизации гипербазитов (Труды II Уральск. петрогр. сов., 1969). К подобным же выводам на примере изучения ультраосновных пород Малого Кавказа пришел Г.С. Арутюнян (1968). В справедливости его выводов мы могли убедиться при посещении этого района и обработке собранного материала. На разновозрастность гипербазитов и ассоциирующих с ними габброидов указывают также американские исследователи (Тейлор, Нобл, 1963; Smith, 1958; и многие другие).

Отмеченные выше точки зрения советских и зарубежных исследователей о временном разрыве между формированием гипербазитов и габброидов дунит-пироксенит-габбровой формации и о метасоматическом генезисе промежуточных между ними типов пород подтверждают наш вывод о неправомерности объединения генетически различных и разновозрастных пород в единые магматические формации, подобные дунит-пироксенит-габбровой формации складчатых областей, образование отдельных членов которых связывают с дифференциацией основной или ультраосновной магмы. Основываясь на этом, мы полагаем, что в складчатых структурах земной коры существует только одна формация ультраосновных пород — формация альпинотипных гипербазитов. Ниже приведем ее краткую характеристику.

Геологоструктурная позиция пород этой формации определяется их закономерной приуроченностью к региональным структурам глубокого заложения и длительного развития, которые контролируют пространственное размещение ультраосновных массивов и обуславливают формирование протяженных гипербазитовых поясов. Тесная пространственная ассоциация альпинотипных гипербазитов с глубинными разломами, проникающими в подкоровые области Земли, определяет характерные морфологические черты ультраосновных тел. Последние обладают пластинообразной формой и в зависимости от размеров и мощности пластин, а также угла среза денудационной поверхностью образуют в плане различной ширины линейно-вытянутые массивы. Контакты гипербазитовых массивов с вмещающей их рамой носят сорванный, тектонический характер. Выходы их обычно сопряжены с продуктами инициального вулканизма ранних стадий развития эвгеосинклинальных зон, измененных обычно до фации зеленых сланцев и представленных недифференцированными лавами и пирокластами толеитовых базальтов, а также кремнистыми образованиями. Вместе с тем нередки случаи, когда массивы гипербазитов проникают на более высокие уровни стратиграфического разреза эвгеосинклинальных зон. Однако это всегда бывает связано с активизацией тектонических движений в зоне глубинных разломов и вторичным размещением гипербазитовых тел или их блоков с мест их первоначального залегания. В этом свете следует различать время происхождения ультраосновных пород и время внедрения гипербазитовых массивов. Ультраосновные породы, формирующие массивы альпинотипных гипербазитов и гипербазитовые пояса, мы рассматриваем как тугоплавкий остаток вещества верхней мантии Земли, возникающий в результате частичного плавления мантийного вещества (по типу зонной плавки) и удаления из него легкоплавкой фракции в виде излияния основных лав. Поэтому возраст гипербазитов как породы должен быть синхронен возрасту продуктов основного вулканизма ранних этапов эвгеосинклинальных зон, представляющих собой мантийную базальтовую выплавку. Время же становления гипербазитовых массивов определяется временем тектонической активности, под влиянием и в период которой происходит перемещение

сформированного на мантийном уровне гипербазитового вещества и внедрение его в земную кору. С учетом сказанного время внедрения массивов альпинотипных гипербазитов даже в пределах одного пояса можно считать различным. О ведущей роли тектонических движений при становлении гипербазитовых поясов свидетельствует также часто наблюдаемое пространственное совмещение их с зонами проявления метаморфизма высоких давлений, фиксируемого по наличию в них пород глаукофан-лавсонитовой фации метаморфизма.

Вещественный состав пород формации альпинотипных гипербазитов четко индивидуализирован. Слагающие ее ультраосновные породы отличаются удивительным постоянством во всех районах проявления формации независимо от времени ее формирования. Среди пород формации отсутствуют полевошпатсодержащие разности, а типоморфными являются перидотиты и дуниты. Среди перидотитов особенно широко распространены гардбургиты, в которых ромбический пироксен всегда количественно подчинен оливину. Двупироксеновые перидотиты встречаются гораздо реже. Вместе с тем следует отметить, что статистическая обработка аналитического материала по химизму пород разновозрастных альпинотипных гипербазитов указывает на тенденцию к увеличению количества пироксеновой составляющей в ультрабазитах, формировавшихся в более молодых складчатых структурах. Увеличение пироксеновой компоненты происходит в основном за счет повышения в породах содержания ромбического и в меньшей мере моноклинного пироксенов (Велинский, Пинус, 1969).

Отмечая постоянство состава пород характеризуемой формации, следует иметь в виду их гетерогенность. Помимо первичных гипербазитов, о которых шла речь выше, в составе ультраосновных массивов, как правило, обнаруживаются в тех или иных количествах их вторичные разновидности, возникающие в результате преобразования исходных пород. В их числе — вторичные дуниты и перидотиты, все пироксениты и редко встречающиеся ариезиты.

Вторичные дуниты и перидотиты отличаются от исходных одноименных пород по составу и параметрам кристаллической решетки породообразующих минералов, а также текстурным и структурным признакам. Для них характерны гранобластовые, часто порфирировидные или пегматоидные текстуры. Оливин вторичных гипербазитов представлен либо почти чистым форстеритом, либо субкальциевыми разностями хризолита, который нередко обладает совершенной спайностью. Пироксены этих пород характеризуются повышенной железистостью и содержат в кристаллической решетке такие примеси, как алюминий, щелочи, хром, фосфор (Пинус и др., 1972).

В составе альпинотипных гипербазитовых массивов широко распространены серпентиниты, реже встречаются актинолититы, талькарбонатные, кварц-карбонатные и другие гидротермально-метасоматические породы.

Переходя к характеристике ультраосновных магматических формаций устойчивых областей (щиты, платформы), отметим, что в отличие от таковых складчатых областей в вопросе их классификации

у исследователей нет существенных разногласий.¹ По мнению большинства из них, проявления ультраосновного магматизма на щитах и платформах принадлежат к двум формационным типам: а) формации центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатами и б) кимберлитовой формации.

Первая распространена широко. Представители ее известны в Африке, Северной Америке, Бразилии, Швеции, Норвегии, в советской части Фенноскандии и во многих районах Сибири. Несмотря на различия в геологической обстановке размещения этих ассоциаций горных пород в различных регионах для них характерен ряд общих петрографических черт, определяющих облик формации, а также приуроченность к сходным геологоструктурным условиям. Во всех случаях интрузивные тела формации контролируются зонами активизации глубинных разломов на платформах и щитах, а также зонами сквозьструктурных разломов типа Великих разломов Восточной Африки. За редким исключением данный формационный тип проявляется в форме центральных многофазных интрузий с кольцевым строением массивов и определенной последовательностью формирования горных пород: ультрабазиты (дуниты, оливиниты, пироксениты) — щелочные породы ийолит-якупирангитового ряда и щелочные сиениты — карбонатиты. Характерно также, что интрузии этой формации очень часто сопровождаются мощными зонами фенитизированных пород, которые иногда превышают мощность самих интрузий.

Петрографический состав и количественные соотношения пород, слагающих массивы, могут значительно изменяться от преобладания тех или иных разновидностей до их полного исчезновения. В первую очередь это относится к ультраосновным породам, которые полностью отсутствуют в составе большинства подобных интрузий на территории Африки, Америки и Фенноскандии. И, наоборот, на Кольском полуострове, севере Сибирской платформы и на Алданском щите дуниты и оливиниты слагают значительную часть объема многих интрузий данной формации.

Роль ультраосновных пород в общей схеме становления массивов определяется исследователями по-разному. Большинство из них указанную схему последовательности формирования интрузивных фаз объясняет глубинной дифференциацией в промежуточных очагах или магматической колонне родоначальной щелочно-ультраосновной магмы, отвечающей по составу или щелочному перидотиту, или кимберлиту, или меймечиту, или трахибазальту (Бугакова, Егоров, 1962; Кухаренко и др., 1965; Леонтьев и др., 1965; Шихорина, 1969; Егоров, 1970; Костюк, 1972). По их мнению, дифференцирующийся расплав либо может формировать комагматичные серии эффузивных и интрузивных пород, либо образует самостоятельные высокоспециализированные магмы (ультраосновную, мелилитовую, ийолит-якупирангитовую и т.д.), способные на конечных этапах эволюции отде-

¹В настоящей работе ультраосновные породы, входящие в состав расчлененных интрузий устойчивых областей, нами не рассматриваются.

для карбонатитовый остаток. Однако все предлагаемые петрогенетические схемы не учитывают гомодромный характер внедрения интрузивных фаз. Если согласиться с представлениями о единой родоначальной магме и объяснить появление различных по составу пород ее дифференциацией, то следовало бы ожидать внедрение ультраосновной фазы на последних этапах формирования этих сложных полифазных массивов.

Это противоречие вполне разрешимо, если признать генетическую самостоятельность и одновременность внедрения ультраосновной и щелочной магм, порождающих серии пород, которые следовало бы относить к различным формациям (Ельянов, 1968; Ельянов, Моралев, 1971; Бородин и др., 1970). Л. С. Бородин (1963) предлагает отделять более древнюю ассоциацию ультраосновных пород, производную, как он считает, базальтовой магмы, от щелочноультраосновной ассоциации, состоящей преимущественно из недосыщенных кремнеземом щелочных пород, среди которых магматический генезис, по-видимому, имеют карбонатиты, сопровождающие их нефелиновые сиениты, а также часть пород ийолит-якупирангитового ряда. Главная же масса нефелин-пироксеновых, слюдяных и других пород образуется в процессе реакционного взаимодействия щелочных высокотемпературных растворов и магм с древними ядрами ультрабазитов и вмещающими их породами. Широкое развитие фенитизированных пород вокруг штоков интрузий этой формации подтверждает существование мощных глубинных потоков щелочных эманаций. К близким генетическим выводам мы пришли на основании анализа наших материалов, полученных при исследовании маймеча-котуйского комплекса интрузий ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.

При внедрении ультраосновные интрузии, слагающие почти нацело некоторые массивы данной формации или их значительную часть (массивы Бор-Урях, Кугда, Лесная Варака, штоки дунитов Алданского щита), образуют в полого залегающих толщах осадочного чехла кольцевые диапировые структуры с вертикально "задранными" слоями в контактах. Эта особенность формирования интрузий указывает на внедрение ультраосновного вещества в кашеобразном, твердом или пластичном состоянии, что подтверждается и оценкой температуры интрузивного материала для оливинитового массива Бор-Урях, равной примерно 1300°C , которая была получена расчетным путем по известной температуре ($700-800^{\circ}\text{C}$) метаморфизма вмещающих пород в контакте с оливинитами (Ревердатто, 1970).

Геологические наблюдения свидетельствуют о возможности значительного временного разрыва между формированием ультраосновных и щелочных пород. Формирование последних, судя по данным абсолютного возраста (Емельянов, Моралев, 1961; Кононова, Свешникова, 1971), происходило в длительный период времени от 200 до 400 млн. лет.

Таким образом, анализ литературных данных и наших наблюдений над некоторыми интрузиями Маймеча-Котуйского района Сибирской платформы дает основание высказать предположение о том, что ас-

социация ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами, слагающая центральные интрузии одноименной формации устойчивых областей земной коры представляет сложную гетерогенную серию пород. Среди этой серии, вероятно, следует выделять как самостоятельную магматическую формацию "древних ультраосновных ядер" и комплекс более молодых щелочных пород и карбонатитов, представляющих обособленную щелочную формацию. Высказанные соображения следует рассматривать как предварительные, требующие дополнительных обоснований.

Кимберлитовая формация обладает более четкой геологической индивидуальностью. Она известна только в пределах устойчивых областей земной коры. Весьма характерна морфология кимберлитовых тел: это либо небольшие по размерам тела дробчатой формы, сложенные кимберлитовой брекчией, либо дайки монолитного кимберлита. И те и другие приурочены к региональным глубинным разломам в фундаменте платформ и контролируются этими разрывными структурами. Минеральный состав кимберлита во всех районах кимберлитового магматизма достаточно однообразен и представлен следующей ассоциацией породообразующих минералов: оливин, моноклинный пироксен, монтичеллит, магнетит, а также более редко встречающиеся ромбический пироксен, пироп, ильменит, перовскит, флогопит и др. Это обстоятельство определяет и постоянство химического состава кимберлитов из различных районов мира, которые ближе всего отвечают химическому составу гранатового перидотита или меймечита. Кимберлитовые брекчии содержат включения, состоящие из обломков пород чехла и фундамента платформы, и глубинные (мантийные) включения, состоящие из шпинелевых и гранатовых ультраосновных пород и эклогитов, иногда содержащих алмаз. Наличие в составе кимберлитов алмазов и обломков вещества мантии определяет глубинное происхождение кимберлитовых расплавов. Разносторонняя характеристика кимберлитовой формации дана в многочисленных статьях и монографиях (Бобриевич и др., 1964; Соболев, 1964; Милашев, 1965; Трофимов, 1967; Соболев, 1971; Williams, 1932; Mitchell, 1970; Harris, Middelmost, 1970; и многие другие).

Таким образом, за исключением ультраосновных пород, входящих в состав стратифицированных интрузий устойчивых областей, в пределах геосинклиналей и платформ, по нашему мнению, правомерно выделять только лишь три формации ультрабазитов: альпинотипных гипербазитов, "древних ультраосновных ядер" и кимберлитовую.

В подтверждение высказанных соображений приведем результаты выполненного нами сравнительного анализа химизма ультраосновных пород этих формаций (Велинский и др., 1970; Васильев и др., 1971). В указанных работах были показаны высокая степень родства и слабое различие в химическом составе дунитов и перидотитов формации альпинотипных гипербазитов и одноименных пород так называемой дунит-пироксенит-габбровой формации. Несколько пониженные магнетиальность и хромитоносность ультраосновных пород второй формации и повышенное содержание в них железа, титана, алюминия,

кальция и щелочей объясняются нами перераспределением этих элементов в исходных породах (альпинотипных гипербазитах) и привносом части их при воздействии габброидной магмы на гипербазиты. Более существенные различия выявляются при сравнении химизма ультраосновных пород складчатых и платформенных областей. В этом случае устанавливается заметное содержание в последних таких элементов, как железо, титан, кальций, алюминий и щелочи. Эти различия, вероятно, отражают неоднородность состава верхней мантии под устойчивыми и складчатыми структурами Земли.

Заканчивая обсуждение и характеристику ультраосновных магматических формаций, еще раз подчеркнем, что из всего многообразия встречающихся в природе ассоциаций ультраосновных пород мы считаем правомерным выделение трех формаций: а) формацию альпинотипных гипербазитов, характерную для складчатых областей, б) ультраосновную формацию платформы и других устойчивых структур земной коры и в) кимберлитовую формацию, также распространенную в устойчивых структурах. Все же остальные ассоциации ультраосновных пород складчатых областей являются продуктом взаимодействия гипербазитов с более молодыми, преимущественно основными по составу интрузиями.

ЛИТЕРАТУРА

- Арутюнян Г.С. О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям. - Изв. АН Арм. ССР, серия "Науки о Земле", 1968, № 5.
- Бобривич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т., Лебедева Л.И., Панкратов А.Н., Смирнов Г.И., Харьков А.Д. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. "Недра", 1964.
- Бородин Л.С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов и карбонатитов). - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 8.
- Бородин Л.С., Нечаева И.А. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометалльного оруденения. - Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 3.
- Булыкин Л.Д., Золоев К.К. О формационном делении ультраосновных пород Урала. - Докл. АН СССР, 1968, 180, № 4.
- Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс формации ультраосновных пород и щелочных пород. - В сб. "Петрография Восточной Сибири", т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Васильев Ю.Р., Велинский В.В., Дмитриев А.Н. Количественная оценка качественных различий химического состава разнотипных гипербазитов (методом логико-дискретного анализа). - Геол. и геофиз., 1971, № 6.
- Велинский В.В., Пинус Г.В. Об эволюции химического состава вещества верхней мантии. - В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т. 1. "Наука", 1969.
- Велинский В.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П., Васильев Ю.Р. Особенности химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение. - Докл. АН СССР, 1970, 191, № 1.

- Волохов И.М., Иванов В.М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Егоров Л.С. Происхождение и формационный состав Меймеча-Котуйского магматического комплекса. – В сб. "Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири". Л., 1970.
- Ельянов А.А. О формационной принадлежности центральных интрузивных массивов с дунитовыми ядрами. Тезисы совещания по проблеме "Геологич. формации". Л., 1968.
- Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. – Докл. АН СССР, 1961, 141, № 3.
- Ельянов А.А., Моралев В.М. О глубинах формирования хромово-платинового оруденения в интрузиях типа дунитовых штоков. – Материалы Всес. межвуз. конф. "Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых". Ташкент, 1971.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Зимин С.С. Дунит-верлитовая формация Тихоокеанского складчатого пояса и вопросы генезиса гипербазитов (на примере интрузий Сихоте-Алиня). – В сб. "Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области" "Наука", 1965.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банникова О.Л., Агафонов Л.В. Альпийотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. "Наука", 1972.
- Кононова В.А., Свешникова Е.В. О связи щелочного магматизма с историей развития центральной структуры ковдорского типа (Кольский полуостров). – В сб. "Проблемы магматизма Балтийского щита". Л., "Наука", 1971.
- Костюк В.П. О направленности кристаллизации щелочно-ультраосновных расплавов. – Геол. и геофиз., 1972, № 10.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций". "Недра", 1964.
- Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г., Багдасаров Э.А., Римская-Корсакова О.М., Нефедов Е.И., Ильинский Г.А., Сергеев А.С., Абакумова Н.Б. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и северной Карелии. "Наука", 1965.
- Леонтьев Л.Н., Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С. К вопросу о так называемой щелочно-ультраосновной формации (на примере Маймеча-Котуйской провинции Сибирской платформы). – В сб. "Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов". "Наука", 1965.
- Малахов И.А. Состав, метаморфизм и вопросы хромитонности ультрабазитов Урала. Автореф. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Свердловск, 1972.
- Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и их алмазоносность. "Недра", 1965.
- Объяснительная записка к карте магматических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000 под ред. Д.С. Харкевича. "Недра", 1971.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банникова О.Л., Банникова О.Л., Агафонов Л.В. Альпийотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. "Наука", 1972.
- Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. "Недра", 1970.
- Романов Б.М. Габбро-придогитовая формация Урала. – Сов. геология, 1949, № 40.

- Румянцева Н.А., Мазина Е.А., Молдаванцев Ю.Е., Сергиевский В.М., Смирнов Ю.Д. Опыт составления Уральского макета карты магматических формаций СССР (масштаб 1:2 500 000). - Труды II уральск. петрогр. сов., т. I. Свердловск, 1969.
- Соболев В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. - Геол. и геофиз., 1964, № 1.
- Соболев Н.В. Особенности состава алмазосодержащей зоны верхней мантии земли. - Тезисы XV ассамблеи МГТС. М., 1971.
- Соболев Н.Д. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых. - В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. VI. Изд-во АН СССР, 1962.
- Тейлор Х.П., Нобл Дж.А. Происхождение ультраосновных комплексов юго-восточной Аляски. - Труды XXI МГК, 1963, вып. 22.
- Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. "Недра", 1967.
- Труды II уральск. петрогр. сов., т. II. "Ультрабазиты". Свердловск, 1969.
- Harris P.G., Middlemost E.A.K. The evolution of kimberlites. - Lithos, 1970, 3, N 1.
- Mitchell R.H. Kimberlite and related rocks - a critical reappraisal. - J. Geol., 1970, 78, N 6.
- Smith C.H. Bay of Islands igneous complex. Western Newfoundland. - Can. Geol. Surv. Mem., 1958, 132.
- Williams A.F. The genesis of the diamond. London, 1932.

ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Л. С. БОРОДИН

Формационный анализ щелочных пород неизбежно сопряжен с решением различных вопросов генезиса этих достаточно специфичных природных образований, коль скоро для них, как и для других групп изверженных пород, под магматическими формациями будут пониматься "естественные", т.е. связанные общностью происхождения ассоциаций пород. Происхождение же щелочных пород остается во многом спорным, что и предопределяет дискуссионный характер основных положений их формационного анализа. В связи с этим при обсуждении основных аспектов проблемы, вынесенной в заглавие настоящей статьи, целесообразно хотя бы кратко затронуть ряд исходных принципов, на которых базировались предыдущие исследователи при характеристике отдельных формаций, а также рассмотреть некоторые геохимические вопросы, особенно роль редких элементов как геохимических индикаторов формационных типов щелочных пород.

ЕСТЕСТВЕННЫЕ РЯДЫ ЩЕЛОЧНЫХ И ДРУГИХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

К настоящему времени изучены многочисленные интрузивные и вулканоплутонические комплексы, свидетельствующие не только о тесной пространственной, но и прямой генетической или парагенетической связи щелочных пород с главными типами других магматических пород — ультраосновных, основных и гранитоидных. Это позволило Ю.М. Шейнманну, Ф.Р. Апельшину и Е.А. Нечаевой (1961) выделить три главнейшие формации щелочных пород: щелочно-ультраосновную, щелочно-габброидную и щелочно-гранитоидную. Вместе с тем критический анализ имеющихся данных показывает весьма различный характер генетических представлений, на основании которых щелочные и другие породы объединяются в формации, отвечающие, по Ю.М. Шейнманну и другим геологам, тем или иным исходным магмам — щелочно-ультраосновным, габброидным или гранитоидным. Одной из основных причин подобных различий можно считать неоднозначность интерпретации геологопетрографических данных для интрузивных комплексов. Затруднения здесь связаны, например, с определением степени комагматичности пород из-за нередко значительного

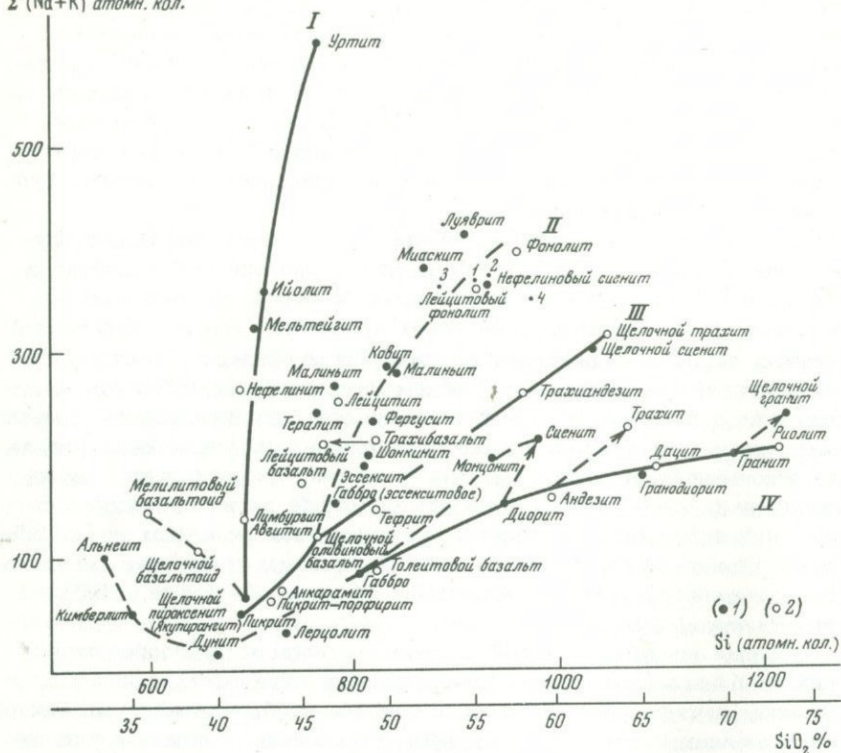
разрыва во времени формирования щелочных и остальных, обычно более ранних пород с расхождениями в оценке роли процессов первичного (интрузивного магматического) и вторичного (метасоматического) минералообразования и т.д. Поэтому в качестве одного из главных подтверждений типичности формационных связей может быть сходный петрохимический "набор" пород в эффузивных сериях, особенно в случае их сонахождения с интрузивными аналогами (вулканоплутонические комплексы).

Одним из часто приводимых убедительных примеров может служить закономерное проявление фonoлитов и щелочных базальтоидов в составе различных щелочно-базальтовых серий, проявленных в масштабах крупных петрографических провинций. Характерной чертой подобных серий, как континентальных, так и океанских (островных), можно считать незначительный объем щелочных дифференциатов по сравнению с базальтами — главными представителями исходных магм. Анализ всех относящихся к подобным провинциям геолого-петрографических данных, а также и результатов экспериментальных исследований дает возможность наметить основные пути глубинной эволюции исходных магм и способы происхождения щелочных пород либо как вторичных дифференциатов, либо как прямых продуктов селективного плавления мантийного материала (Тернер, Ферхуген, 1961; Грин, Рингвуд, 1968).

Вариации состава исходных глубинных магм и многообразие условий их близкoверхностной дифференциации приводят к появлению различных щелочно-базальтовых и щелочно-габброидных серий. Среди принадлежащих к ним щелочных (фельдшпатоидных) пород — фonoлитов, нефелинитов, различных нефелиновых и лейцитовых сиенитов — наблюдаются как натровые, так и относительно богатые калием разновидности, что позволяет выделить калиевые и натровые формационные (или субформационные) типы из всей совокупности дифференциатов щелочно-базальтовых и щелочно-габброидных магм (Шейнманн и др., 1961).

Как видно из диаграммы (фиг. 1), отражающей главные для щелочных пород петрохимические характеристики — абсолютную щелочность и кремнекислотность, обычному ряду дифференциатов из щелочно-базальтовых серий (II ряд) близко соответствуют и средние составы их интрузивных аналогов — щелочных габброидов и различных нефелиновых сиенитов. Такое соответствие, скорее всего, можно считать результатом частого проявления типичных для щелочно-базальтовых (габброидных) магм вулканоплутонических комплексов, детально изученных для многих петрографических провинций СССР и зарубежных стран. Обзор данных по вулканоплутоническим формациям (Свешникова, 1966, 1973) показывает, что щелочные вулканоплутонические комплексы по сравнению с родственными эффузивными сериями отличаются большими масштабами развития фельдшпатоидных дифференциатов относительно собственно габброидов. Подобные комплексы являются как бы переходным звеном к более глубинным интрузиям, где нормальные габброиды отсутствуют или играют второстепенную роль.

$\Sigma (Na+K)$ атомн. кол.



Фиг. 1. Диаграмма щелочности-кремнекислотности главных серий изверженных пород

(1) - интрузивные породы; (2) - эффузивные породы; 1-4 - средние типы нефелиновых сиенитов: 1 - щелочно-габброидная формация, 2 - щелочно-гранитоидная формация, 3 - щелочно-ультраосновная формация, 4 - калиевая щелочно-базальтовая формация
I-IV - главные серии изверженных пород

Так, для калиевой ветви щелочно-габброидных образований достаточно характерны вулканические и вулкано-плутонические серии с калиевыми базальтоидами и различными псевдолейцитовыми породами, демонстрирующими все переходы от эффузивных к глубинным разностям (Таласский Алатау - Ирису, Каинды, Северный Казахстан, Ишимский массив, Алдан-Ыльмак и др.). Эта ветвь может быть выделена в качестве самостоятельно калиевой базальтоидной формации (или лейцит-базальтовой субформации, по Ю.М. Шейнманну и др.).

К натровой щелочно-габброидной или просто щелочно-габброидной формации могут быть отнесены щелочные габброиды и нефелиновые сиениты достаточно пестрого состава - эссекситы, шонкиниты, тералиты, ийолит-уратиты, малиниты, фойяиты и др. (Шейнманн и др.).

1961; Бородин, Нечаева и др., 1970). Как видно на примере Кузнецкого Алатау — одной из типичных щелочно-габброидных провинций СССР — в пределах данной формации выделяются два ряда последовательно формирующихся пород (Бородин, Гладких, 1967). Первый — главный ряд — отражает дифференциацию основного объема исходной щелочно-базальтовой магмы, и интрузивные щелочные породы представлены здесь преимущественно щелочными габброидами. Дифференциаты второго ряда отличаются заметно повышенным, но достаточно стабильным уровнем щелочности, образуя единую серию пород возрастающей кремнекислотности: от близких к щелочным базальтоидам берешитов до наиболее лейкократовых членов — трахитов и фонолитов. Однако при переходе к близким по химизму гипабиссальным интрузивным комплексам вместо аналогичной серии пород возникают два параллельных ряда — ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов, в которых последовательно увеличивается щелочность и уменьшается кремнекислотность. Для части этих комплексов можно допустить заметную роль процессов магматического замещения и щелочного метасоматоза (Андреева, 1968). Поэтому достаточно вероятно предположение, что одновременное появление дифференциатов насыщенных (трахиты) и ненасыщенных (берешиты, фонолиты) магм в эффузивных сериях и их дальнейшая параллельная эволюция с формированием ийолит-уртитовых и нефелин-сиенитовых массивов могут быть обусловлены не только последовательной магматической дифференциацией исходной щелочно-базальтовой магмы, но и иными процессами (магматическое замещение и палингенное выплавление некоторых щелочных магм в зоне термального воздействия глубинных базальтовых очагов).

Менее типичными представителями щелочно-габброидной формации можно считать те интрузивные комплексы, где щелочным габброидам и нефелиновым сиенитам сопутствуют ультрабазиты и карбонатиты. Таковы, например, комплексные массивы Витимского плоскогорья, для которых установлены габбро, габбро-пироксениты, перидотиты, различные нефелин-пироксеновые породы, нефелиновые и щелочные сиениты, иногда карбонатиты (Конев, 1964).

Известны и вулканоплутонические щелочно-габброидные комплексы с карбонатитами. В качестве наиболее яркого примера можно указать детально изученные серии Кайзерштуля: вулканическую — тефриты, лимбургиты, нефелиниты, фонолиты — и субвулканическую — эссекситы, тералиты, шонкиниты и карбонатиты.

Тесное геологическое родство габброидов, щелочных и других пород, образующих подобные комплексы, несомненно, достаточно для их объединения в единый формационный тип. Тем не менее для ряда петрографических провинций комагматичность всех относящихся к этому типу пород подвергается сомнению. В одних случаях некоторые исследователи склонны допускать гетерогенное происхождение таких комплексов: путем ли смещения (гибридизации) независимых глубинных щелочно-ультраосновных и базальтовых магм (Шейнманн и др., 1961) или путем параллельного плавления различного по сос-

таву субстрата при прогрессирующем ошелачивании магм различных уровней глубинности (Андреев и др., 1969). В других же случаях при несомненно щелочно-базальтовом типе недосыщенной кремнеземом магмы для всей щелочной провинции (Рейнский грабен) появление относительно кремнекислых эссекситовых и фойяитовых производных объясняется процессами глубинной ассимиляции сиалического корового материала (Вимменауэр, 1969).

Переходя к рассмотрению гранитоидной щелочной формации, сразу же можно отметить ее менее сложные геологоструктурные и петрохимические особенности по сравнению со щелочно-габброидной формацией. В состав гранитоидной щелочной формации обычно включают интрузивные массивы довольно простого состава – трехчленные или двухчленные, в совокупности позволяющие наметить следующий ряд изверженных пород: граниты – щелочные граниты – сиениты и щелочные сиениты – нефелиновые сиениты. Подобные формационные ряды – полные или неполные – уверенно выделяются многими исследователями в различных петрографических провинциях: Восточном Саяне, Туве, Забайкалье, Казахстане и других регионах; однако геологические доказательства прямой комагматичности пород для всего ряда большей частью отсутствуют. В первую очередь, это нередко обусловлено значительным возрастным разрывом гранитоидов и щелочных пород, чаще всего появляющихся в качестве поздних, достаточно автономных интрузивных фаз, к тому же лишь в некоторых из всей совокупности интрузивных комплексов данной провинции. Другое затруднение может быть вызвано спецификой генезиса щелочных пород, прежде всего значительной ролью процессов замещения на магматической и послемагматической стадиях их формирования. Так, например, щелочные и другие сиениты, связывающие гранитоиды и фельдшпатоидные породы в единый формационный ряд, могут в действительности возникать не как интрузивные образования, а как реакционные оторочки (фениты) при взаимодействии щелочных магм и предшествующих гранитоидов. Однако в такой же мере фениты могут быть связующим звеном между нефелиновыми сиенитами и многими другими вмещающими породами, например гранито-гнейсами, не объединенными в единые формационные комплексы. Поэтому сонахождение щелочных пород и гранитоидов даже в пределах единых интрузивных массивов не исключает и возможность чисто структурной, но не прямой генетической связи тех и других пород.

Специфика данной формации и в том, что для нее нельзя провести сопоставление интрузивных и эффузивных комплексов, как было сделано для габброидной щелочной формации. Как видно из диаграммы (фиг. 1), интересующие нас породы принадлежат к различным естественным петрохимическим рядам изверженных пород: андезиты, дациты и риолиты – к ряду IV, трахиандезиты и щелочные трахиты – к ряду III, а фонолиты – к ряду II. Такое распределение эффузивных эквивалентов щелочных пород и нормальных гранитоидов отражает петрологическую специфику соответствующих магм, в равной мере

представляющих конечные, наиболее низкоплавкие магматические фракции. Как следует из хорошо известных экспериментальных исследований, переход от одной из них к другой невозможен из-за температурного (полевошпатового) барьера.

Со сказанным вполне согласуются и геологические данные по вулканоплутоническим комплексам. Среди сравнительно немногочисленных примеров, которые могут быть привлечены при рассмотрении щелочногранитоидной формации, преобладают те, в которых щелочным или нефелиновым сиенитам и гранитоидам сопутствуют лишь кислые эффузивы. Более часты сложные вулканоплутонические комплексы, в которых щелочные породы принадлежат к щелочно-базальтоидной ветви дифференциатов, а присутствие гранитоидов объясняется процессами пережаривания корового субстрата под воздействием высокотемпературной базальтовой магмы. Здесь следует подчеркнуть, что для автономных, не связанных с гранитоидами и габброидами щелочных массивов совершенно не характерны вулканоплутонические комплексы. Лишь в качестве редких исключений можно указать на массивы типа Пилансберга (ЮАР), где в структуре центрального типа сочетаются кольцевые зоны фонолитов и нефелиновых сиенитов.

Известны, хотя и редки, комплексы, где совместно встречаются гранитоиды и нефелиновые сиениты сопровождаются во много раз превосходящими их массами сиенитов. Такова, например, щелочная провинция грабена Осло, где почти 1500 км² занято трахитами а среди интрузивных пород также преобладают сиениты — до 65%. На долю же нефелиновых сиенитов приходится лишь около 1,5% от всей площади распространения интрузивных образований. Вероятнее всего, для щелочных пород родоначальной является не гранитная, а сиенитовая или сиенит-монцонитовая магма (Тернер, Ферхуген, 1961).

Согласно Ю.М. Шейнману (1961), доказательствами генетической связи пород щелочной "гранитоидной" формации с гранитной магмой можно считать: 1) обычное расположение щелочных плутонов в тесной пространственной ассоциации с интрузиями гранитоидов и непосредственно в полях последних при полном отсутствии вблизи габброидов и ультраосновных пород; 2) отсутствие или ничтожное значение в щелочных интрузивных комплексах габброидных и ультраосновных пород; 3) присутствие в некоторых многофазных комплексах ранних фаз, представленных щелочноземельными или субщелочными гранитоидами; 4) общие геохимические особенности, отмечающиеся местами для щелочных комплексов и гранитоидов более ранних этапов того же тектономагматического цикла.

Нетрудно видеть, что перечисленные доказательства скорее основаны на косвенных (например, отсутствие каких-либо пород) генетических признаках, тем более, что во многих провинциях вероятность пространственной ассоциации щелочных пород с гранитоидами гораздо выше, чем с менее распространенными там основными и особенно ультраосновными породами. Поэтому понятны затруднения, которые не раз возникали при отнесении к щелочногранитоидной формации не только отдельных массивов, но и целых

щелочных провинций (Северное Прибайкалье, Туркестано-Алай и др.) При этом обычно оставались весьма неопределенными и конкретными пути эволюции принимаемой за родоначальную гранитной магмы, приводящие к появлению нефелиновых сиенитов и других щелочных пород.

Чаще всего, начиная с работ Дели и Шенда, в качестве наиболее вероятного объяснения привлекался механизм карбонатной десиликации кремнекислых магм. Однако последующие геологические и экспериментальные исследования, особенно последних лет (Wyllie, Watkinson, 1970), показали в общем несостоятельность гипотезы Дели-Шенда. Тем не менее за отсутствием других возможных объяснений некоторые исследователи и до сих пор наиболее вероятной причиной связи щелочных и гранитоидных пород считают процессы глубинного взаимодействия гранитной магмы с карбонатными породами, хотя при этом чаще принимается иной механизм — не прямая ассимиляция, а магматическое замещение при инфильтрации больших масс "сквозьмагматических растворов". Однако и этот путь щелочного петрогенезиса представляется столь же маловероятным, как и ассимиляционная десиликация. Прежде всего отметим, что при многочисленности примеров и многообразии геологических условий, когда можно наблюдать в непосредственном контакте гранитоиды и карбонатные породы, в литературе отсутствуют достаточно убедительные описания сколько-нибудь масштабных явлений магматического замещения с образованием нефелинсодержащих пород, в том числе и для провинций, где предполагаются подобные процессы (Костюк, Базарова, 1966). К тому же в тех конкретных случаях, где наблюдаются трехчленные комплексы — от ранних гранитоидов через щелочные сиениты и к поздним нефелиновым сиенитам — появление "промежуточных пород" чаще всего обусловлено реакционным взаимодействием нефелин-сиенитовых расплавов с породами предшествующих интрузивных фаз. Достоверные же случаи обратной зональности, где гранитоиды являются завершающей фазой, по-видимому, неизвестны. Малая вероятность указанных выше процессов магматического замещения вытекает и из экспериментальных данных, а также термодинамических расчетов, свидетельствующих о недостаточных тепловых ресурсах гранитной магмы (Wyllie, Watkinson, 1970; Компанейцев, 1970).

Гораздо более приемлемыми можно считать развиваемые в последние годы некоторыми авторами представления о палингенном выплавлении нефелиновых сиенитов: в процессе гранитизации — в связи с высокотемпературными глубиннокоровыми растворами или как самостоятельных магм в связи с ювенильными (мантийными) щелочными эманациями (Роненсон, 1966; Котина, Ярошевский, 1970). Однако и в этом случае имеющиеся геохимические данные в общем не подтверждают возможности последовательного перехода от гранитных выплавов к нефелин-сиенитовым (Бородин и др., 1971). Таким образом, наиболее вероятной причиной сонахождения гранитоидов и фельдшпатоидных пород остается считать их образование путем па-

параллельного выплавления из коровых пород в связи с предшествующими процессами высокотемпературного метасоматоза и магматического замещения (гранитизации и сиенитизации). Основные особенности процессов прогрессивного щелочного метасоматоза, приводящих к образованию ненасыщенных кремнеземом пород анхизевтектического состава, были подробно рассмотрены в ряде работ А.С. Павленко и сотрудников (Павленко, Быховер, 1971; Павленко, Филиппов, Орлова, 1974).

Прежде чем перейти к непосредственному рассмотрению естественных серий пород из третьей главной для нас формации — щелочно-ультраосновной, необходимо затронуть некоторые терминологические вопросы. В самом названии данной формации заложена возможность неоднозначного подхода к выделению характерных для нее серий, поскольку термин "щелочно-ультраосновной" понимается в литературе и как показатель ассоциации ультраосновных и щелочных пород, и как свидетельство того, что данная формация отличается от других наличием специфических щелочно-ультраосновных пород. Между тем генетический смысл упомянутых выше характеристик неодинаков, и их трактовка за последние годы претерпела существенные изменения. Здесь нет необходимости сколько-нибудь подробного обсуждения сложной проблемы генезиса карбонатитов и родственных пород. Кратко коснемся лишь некоторых, наиболее принципиальных выводов, прежде всего в аспекте формационного анализа.

Обобщение имеющихся материалов по всем карбонатитовым провинциям с учетом иностранных сводок (Карбонатиты, 1969; Verwoerd, 1967) показывает, что ультраосновные породы (оливиниты, пироксениты, перидотиты) гораздо менее типичны для карбонатитовых комплексов по сравнению с собственно щелочными породами. В первую очередь это относится к оливинитам (дунитам). Достаточно, например, сказать, что среди нескольких десятков типичных щелочных и карбонатитовых комплексов из различных по геологическим особенностям щелочных провинций Северной и Южной Америки нет ни одного, где были бы встречены оливиниты. Пироксениты же там, где для них может быть предположено первично-магматическое происхождение, как и оливиниты, резко отличаются по своим геохимическим особенностям от любых щелочных пород и, скорее, сопоставимы с породами габбро-пироксенит-дунитовых комплексов (Бородин, 1965). Как полагают некоторые исследователи, и для этого есть достаточные основания (Ефимов, 1968): собственно дуниты по отношению к другим сериям как бы внеформационны и могут быть выделены в самостоятельный формационный тип. В первую очередь это относится к известным на щитах массивам с центральными ядрами дунитов-оливинитов, которые могут быть окружены концентрическими зонами различных пород — от щелочных и щелочно-ультраосновных до габброидов и гранитоидов. Эти гетерогенные (полиформационные) комплексы, где нередок значительный разрыв во времени формирования ядра и позднейших кольцевых зон (иногда — геологические периоды), в литературе часто ошибочно отождествля-

ются с так называемыми интрузиями центрального типа. Однако в последних центральное ядро, как и следует из хорошо известного, обоснованного Е. Андерсоном механизма интрузий этого типа, является наиболее поздним образованием (интрузивным штоком).

Во многих провинциях, особенно африканских, нередко вулканоплутонические комплексы, где карбонатитам и интрузивным щелочным породам сопутствуют эффузивные образования. Среди них преобладают различные дифференциаты щелочно-ультраосновных магм, главным образом нефелиниты, а также фонолиты. Как следует из фиг. 1, щелочно-ультраосновные породы из эффузивных серий вполне эквивалентны породам глубинного ряда мельтейгитов - ийолитов. Эффузивные аналоги уртитов в подобных сериях не известны. Данное обстоятельство соответствует тому, что и в большинстве щелочно-ультраосновных комплексов существенно нефелиновые разности являются продуктами нефелинизации пироксенитов и мельтейгитов-ийолитов. Магматические же уртиты и ийолит-уртиты, скорее, принадлежат к комплексам иных формационных типов, что следует, например, из нахождения данных пород в Хибинском, Ловозерском или Кия-Шалтырьском массивах.

Здесь мы оставляем вне обсуждения вопрос: являются карбонатиты продуктами первичных (мантийных) щелочно-ультраосновных магм или, напротив, щелочно-ультраосновные магмы, особенно калиевые (типа Бирунга и Торо-Анколе), возникают в процессе взаимодействия мантийных карбонатитовых магм с коровыми породами? Имеется достаточно сторонников той и другой точек зрения (Holmes; 1950; Middlemost, 1971; и др.). Отметим лишь, что появление фонолитов и фойяитов в карбонатитовых и щелочно-ультраосновных комплексах, несомненно, отражает участие процессов ассимиляции корового материала высокотемпературными щелочно-ультраосновными и базальтовыми магмами, как и реоморфическую мобилизацию ошелоченных, в том числе и фенитизированных пород (Кинг, Сатерленд, 1969) вокруг штоков карбонатитов.

Об автономности карбонатитовых магм, по крайней мере в пределах сиалической оболочки, свидетельствует нахождение многочисленных карбонатитовых массивов, не сопровождаемых щелочно-ультраосновными породами. При этом нередко фойяит-карбонатитовые интрузивные комплексы (Луэш, Калькфельд, Немегозенда и др.).

Таким образом, к естественным сериям, представляющим щелочно-ультраосновную формацию, принадлежат, в первую очередь, различные щелочно-ультраосновные породы (нефелиниты, ийолиты - мельтейгиты) и карбонатиты, а также фонолиты и фойяиты, но не собственно ультраосновные породы.

Подводя итог изложенному, можно сделать следующие выводы:

1. Комплексы, или "естественные" ряды (серии), пород, на которых обычно основано выделение главных типов щелочных формаций, могут представлять группировки, не вполне сопоставимые

из-за принципиально различных генетических связей. Так, в щелочно-габброиновых сериях преимущественно объединяются комагматы — последовательные дифференциаты единой родоначальной магмы. В щелочно-гранитоидные серии могут входить хотя и близкие по возрасту, но не комагматические, а парагенетические образования, например продукты процессов параллельного выплавления разных по кремнекислотности магм. В щелочно-ультраосновных комплексах могут быть пространственно совмещены весьма разнообразные образования: метасоматиты и магматиты, продукты разных магм и даже разновозрастных тектоно-магматических циклов и т.д.

2. При выделении обобщенных формационных групп по геолого-петрографическим данным следует основываться на преобладающем типе самих щелочных пород, в наибольшей мере представляющих конкретные интрузивные и вулканоплутонические комплексы. Для двух главных формационных групп в качестве исходных магм можно принять щелочно-ультраосновную и щелочно-габброидную. Принимая во внимание частую парагенетическую связь нефелиновых сиенитов и гранитоидов, их можно объединить в общую формационную ("щелочно-гранитоидную") группу. Таким образом, целесообразно сохранить выделенные к настоящему времени три главные формационные группы: щелочную ультраосновную, щелочную габброидную и щелочную гранитоидную. Однако эти группы (формации "чистой линии", моногенные) не охватывают всего разнообразия конкретных комплексов щелочных и сопутствующих пород. Таковы, например, разновозрастные комплексы щелочных и ультраосновных пород (Свешникова, 1973) или гибридные и "разноочаговые" комплексы (Шейнманн и др., 1961). Подобные комплексы предлагается выделять в качестве "полигенных" (гибридных) формационных типов.

О ТЕКТОНИЧЕСКОМ КОНТРОЛЕ ГЛАВНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Хорошо известны неоднократно подчеркивавшаяся многими исследователями приуроченность щелочных пород к относительно стабильным участкам континентальной земной коры, и, напротив, отсутствие синорогенных щелочных массивов в геосинклинальных зонах. Для таких участков вполне определенно типизированы и геолого-тектонические условия размещения щелочных провинций: а) к древним платформам, а в их пределах — к докембрийским выступам и краевым частям; б) к зонам активизации платформ и рифтовым системам; в) к зонам завершённой складчатости и устойчивым блокам в складчатых поясах (Воробьева, 1969). Нетрудно, однако, убедиться в том, что указанные тектонические закономерности имеют слишком общий характер, так как примерно в равной степени определяют условия размещения различных формаций щелочных пород. В сущности, эти закономерности обобщают все случаи активизации любых стабильных областей

континентов, особенно глыбовых зон. Поэтому не случайно, что и карбонатитовые, и нефелин-сиенитовые и щелочно-гранитоидные комплексы могут быть в равной степени признаны главными магматическими формациями глыбовых зон (Горжевский, Козеренко, 1964). Также и в активизированных кратонах, в участках континентальных сводовых поднятий, осложненных рифтами и разломами, к одним и тем же магмаконтролирующим структурам принадлежат различные типы не только щелочных пород (от кимберлитов до нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов), но и других главных формаций: гранитовых, габбро-гранитовых и т.д. (Кузнецов, 1970). Необходимо заметить, что и связь с так называемыми сквозьструктурными разломами — протяженными линеаментами, пересекающими более древние консолидированные структуры различного возраста, сама по себе также не может быть принята за типоморфную тектоническую характеристику щелочных фельдшпатоидных пород, поскольку к зонам таких разломов могут принадлежать различные базальтоидные, гранитоидные и другие формации нормальной или повышенной щелочности. Из-за недостаточности чисто структурных характеристик в качестве дополнительного, а для складчатых областей и решающего аргумента привлекается фактор времени. Так, согласно Е.Л. Бутаковой, (1969₁), тектонический фактор имеет решающее значение при условии, что складчатые области отличаются "малой тектонической активностью", проявившейся задолго — от 100 до 500 млн. лет до внедрения щелочных магм — еще на геосинклинальном этапе развития складчатой системы и на много раньше. При этом допускается, что различия в составе осадочных и других пород, представленных в тех или иных типах тектонических структур, не имели принципиального значения для формирования щелочных пород (Бутакова, 1969₂).

По мнению Ю.А. Кузнецова (1970), магматизм повышенной основности и щелочности проявляется в сводово-глыбовых областях в случае взламывания (активизации, декратонизации) значительно консолидированных древних структур, преимущественно тогда, когда эпоха взламывания отделена значительным промежутком времени (один-два и больше геологических периодов) от завершения их консолидации.

Из приведенных высказываний достаточно очевидно, что фактор времени не получает сколько-нибудь рационального объяснения и что щелочной магматизм, в сущности, оказывается вне рамок конкретных тектоно-магматических циклов, если под последними понимать закономерную (причинную) связь между изменением состава магм и историей последовательного, непрерывного тектонического развития данного участка земной коры. С этих позиций щелочные формации следовало бы признать, используя термин Ю.А. Кузнецова, "сквозьструктурными" и допустить, что для них, как и для ряда других формаций, "прямая связь между типами структур и характером магматизма отсутствует, причем одни и те же типы магматических формаций могут присутствовать в структурах с совершенно различной

историей формирования и, наоборот, однотипные структуры могут существенно различаться наборами магматических формаций" (там же, стр. 19). К оценке подобных выводов мы вернемся в последующих разделах статьи.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛАВНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Как указвалось в ряду эффузивная серия – вулканоплутонический комплекс – интрузивный комплекс может значительно возрастая роль щелочных (фельдшпатоидных) пород по отношению к другим породам; нередко интрузивные массивы, сложенные лишь одними щелочными породами – нефелиновыми сиенитами и др. Для них определение формационного типа является трудной, подчас неразрешимой однозначно проблемой, как видно на примере Хибинского, Сын-нырского и других массивов. Между тем именно в этих случаях выяснение формационных связей особенно важно, так как крупнейшие для щелочных формаций месторождения полезных ископаемых заключены в интрузивных, но не эффузивных комплексах. В первую очередь это относится к интрузиям нефелиновых сиенитов; ийолитуртиты и другие щелочные породы крупных самостоятельных массивов, как правило, не образуют. Так, если автономный фойяитовый массив принадлежит к щелочно-ультраосновой формации, то вполне вероятно, что к нему могут быть приурочены редкометалльные карбонатиты. Если же будет доказана его генетическая связь со щелочно-габброидной магмой, то редкометалльное оруденение, скорее всего, будет отсутствовать и т.д.

Можно ожидать, что формационный тип нефелиновых сиенитов в конкретных массивах так или иначе будет подчеркнут присутствием, пусть и в подчиненных количествах, каких-либо "индикаторных" пород, например габброидов или щелочно-ультраосновых, а также петрографическими особенностями, например цветным индексом и типоморфными цветными минералами. Действительно, во многих интрузивных комплексах главной массе нефелиновых сиенитов сопутствуют те или иные меланократовые или бесполовошпатовые типы щелочных пород. Однако их присутствие само по себе не является сколько-нибудь веским доказательством, поскольку эти породы могут быть продуктами контактово-реакционных и метасоматических процессов. Для отдельных же провинций, например Тувинской, высказывались предположения, что вообще все ийолитуртиты (как ассоциирующие с нефелиновыми сиенитами, так и образующие самостоятельные массивы) связаны с процессом магматического замещения мраморов нефелин-сиенитовой магмой (Яшина, 1963). К тому же напомним, что и для некоторых типичных щелочно-габброидных провинций иногда оспаривается связь со щелочно-базальтовой магмой (Молчанова, 1966).

Отмеченные выше и другие затруднения заставляют все чаще прибегать к геохимическим характеристикам как важному фактору в определении формационной специфики не только конкретных щелочных массивов, но также и серий (комплексов) различных щелочных и других пород в отдельных щелочных провинциях (Герасимовский, 1963; Орлова, Багдасаров, 1969; Кухаренко, 1971). Однако оценка степени достоверности полученных при этом выводов затруднена тем, что в литературе до последнего времени отсутствовали представительные характеристики химического состава главных генетических типов нефелиновых сиенитов. В связи с этим Е.Д. Осокиным и автором были обобщены петрохимические и геохимические данные, преимущественно оригинальные, по 135 массивам нефелиновых сиенитов из всех главных щелочных провинций СССР. Результаты этой работы изложены в ряде предшествующих публикаций (Бородин и др., 1969; Бородин и др., 1971; Бородин, Осокин, 1971; и др.). Поэтому приведем только некоторые основные выводы.

Как следует из табл. 1, при сравнении обычно выделяемых формационных групп намечаются определенные петрохимические различия, особенно очевидные для щелочно-ультраосновной и калий-базальтоидной групп. Наиболее специфичны нефелиновые сиениты из щелочно-ультраосновных массивов, отличающиеся пониженной кремнекислотностью, относительно натриевым характером и наиболее высокой агапитностью. В то же время нефелиновые сиениты из щелочно-габброидной и щелочно-гранитоидной групп, объединяющих преобладающее число известных массивов, практически неразличимы по петрохимическим особенностям. Не различаются они и по принадлежности к главным рядам изверженных пород (фиг. 1). Поэтому трудно решить, когда они представляют "чистую магматическую линию" (конечные дифференциаты щелочно-базальтовых и других магм), а когда являются палингенными выплавками из различных коровых пород под воздействием глубинных интрузий и высокотемпературных эманаций. Вероятность последнего предположения подкрепляется тем, что интрузии нефелиновых сиенитов сосредоточены только в участках с мощной сиалической корой и не характерны для областей масового излияния базальтовых и ультраосновных магм.

Можно предположить, что повышенные концентрации сидерофильных элементов — ванадия, хрома и других — будут подтверждать принадлежность щелочных пород к различным базитовым сериям — продуктам плавления нижних горизонтов симатической оболочки или верхов мантии (симатическая или сидерофильная группа элементов-индикаторов). Обогащение же литофильными элементами, в первую очередь редкими щелочными металлами (сиалическая или литофильная группа), скорее, будет подтверждать связь щелочных магм с процессами палингенеза и генетическую (парагенетическую) близость к гранитоидам.

Действительно, как видно из табл. 2, главные формационные группы нефелиновых сиенитов заметно различаются по средним содержаниям сидерофильных и литофильных элементов: щелочно-ультраоснов-

Таблица 1

Средний состав нефелиновых сиенитов СССР (в вес. %)

Компо- ненты	Средний нефелино- вый сиенит* 135 (1043)	Формационные группы			
		щелочно- ультраос- новная 14 (57)	щелочно- габброидная 48 (300)	щелочно-гра- нитовидная 54 (311)	калиевая ще- лочно-базаль- тоидная 19 (375)
SiO ₂	55,79	53,71±1,83	55,64±1,01	55,96±0,89	56,91±1,0
TiO ₂	0,53	1,00	0,52	0,43	0,50
Al ₂ O ₃	20,59	18,66±1,78	21,56±0,63	21,58±0,55	20,22±0,90
Fe ₂ O ₃	2,73	4,15	2,79	2,28	2,87
FeO	2,65	2,43	2,75	2,90	1,82
MnO	0,14	0,13	0,16	0,11	0,15
MgO	0,77	1,44±0,53	0,68±0,66	0,61±0,12	0,91±0,22
CaO	2,93	5,41±1,09	2,54±0,45	2,70±0,55	2,79±0,55
Na ₂ O	7,41	8,11±1,04	7,94±0,39	7,57±0,42	5,10±0,66
K ₂ O	5,88	4,96±0,99	5,42±0,38	5,86±0,47	8,73±0,80
E	100,00	100,0	100,0	100,0	100,00
Si	930	894	926	932	947
Al	404	366	424	424	396
K + Na	364	368	368	372	348
Na/K	1,9	2,5	2,2	2,0	0,9
<u>Na + K</u>	0,90	1,01	0,87	0,88	0,88
Al					

*В скобках после общего числа щелочных массивов указано число химических анализов, использованных для вычисления среднего состава.

ная, щелочно-габброидная и калиевая базальтоидная формации заметно обогащены ванадием, хромом, никелем и кобальтом по сравнению со щелочно-гранитоидной. Последняя же отличается повышенным содержанием редких щелочных металлов, а также свинца и олова. Помимо этих двух групп выделяется еще одна специфическая группа элементов-индикаторов, названная нами ювенильной. В эту группу входят ниобий, тантал, цирконий и лантаноиды. Изучение особенностей распределения ниобия, тантала и других элементов из этой группы показывает, что их содержание меняется в широком диапазоне вплоть

Таблица 2

Редкие и малые элементы в нефелиновых

Формации	Индикаторные			
	симитические			
	V	Cr	Ni	Co
Щелочно-ультраосновная	160*	64	32	30
Щелочно-габбродная	54	21	6	6
Щелочно-гранитоидная	10	17	1,5	1,8
Калиевая базальтоидная	126	38	6	3
Среднее (кларк)	54	28	8	7
	61	42	37	32
	(135)**	(130)	(96)	(90)

* Содержания вычислены как среднее арифметическое из средних для отдельных массивов.

до промышленных концентраций независимо от формационного - габбродного - или гранитоидного типа нефелиновых сиенитов и родственных щелочных пород.

Если сопоставить нефелиновые сиениты из любых массивов, где наблюдаются наиболее высокие концентрации ниобия, тантала, циркония и редких земель, то для подобных комплексов можно указать ряд общих признаков (Бородин, 1965, 1969; Бородин и др., 1971): 1) выпадение (отклонение) отдельных массивов из общей схемы развития магматизма, характерной для конкретных петрографических провинций (появление специфических пород повышенной щелочности, особые ассоциации второстепенных элементов и аксессуарных минералов, обогащение летучими - фтором, углекислотой и др.); 2) широкие масштабы метасоматических процессов; 3) их высокотемпературный характер, преимущественно натровая щелочность и длительное проявление ("сквозные" процессы), начиная от магматической стадии (фенитизация, микроклинизация, нефелинизация) и кончая поздними

сиенитах СССР ($n \cdot 10^{-4}\%$)

группы элементов								
сиалические					ювенильные			
Li	Rb	Cs	Rb	Sn	Nb	Ta	Zr	TR
8	90	1,0	6	2,2	290	14,7	490	560
30	146	3,2	12	5,0	117	8,2	465	462
60	195	6,1	21	6,3	96	7,2	400	323
33	370	16,8	40	3,4	18	1,3	100	207
40	200	6,9	23	4,9	110	7,2	390	343
91	90	83	66	74	81	70	79	60
(450)	(460)	(401)	(173)	(160)	(230)	(210)	(380)	(130)

** В скобках - общее число анализированных проб.

низкотемпературными стадиями - карбонатизацией, флюоритизацией и др.; 4) значительный отрыв во времени процессов высокотемпературного щелочного метасоматоза от собственно интрузивных этапов, а иногда появление редкометалльных метасоматитов (например, альбититов) вне непосредственной связи с интрузивными комплексами.

Эти признаки позволяют допускать, что в формировании нефелин-сиенитовых магм, обогащенных ниобием, танталом, цирконием, цериевыми землями, фтором, хлором, углекислотой, принимали участие высокотемпературные ювенильные щелочные эманации, несущие основную массу некоторых редких элементов. Таким образом, при обычных установках формационного анализа как в щелочную габбродную, так и особенно в гранитоидную щелочную формации могут быть включены контрастные в геохимическом и генетическом отношении нефелиновые сиениты: "чистой линии" - непосредственные дифференциаты глубинных базальтовых магм, а также анатектиче-

ских коровых магм ("моногенные формации") - и "гибридные" - продукты скрещивания (гибридизма) разных источников вещества, например сиалического корового материала и ювенильных (трансмагматических) растворов при выплавлении некоторых палингенных нефелин-сиенитовых магм ("полигенные формации").

Высказанное положение подкрепляется и результатами сравнительного геохимического изучения дифференцированных щелочно-базальтовых серий (Бородин, Гладких, 1967, 1968). Было показано, что содержание циркония и ниобия последовательно возрастает при переходе от малоглубинных толеитовых и субщелочных серий к щелочно-базальтовым океаническим и особенно к сериям из континентальных рифтовых и карбонатитовых провинций, связанных с зонами глубинных разломов. За последние годы были также опубликованы данные о высоких содержаниях ниобия, тантала, циркония и лантаноидов в таких бесспорно мантийных породах, как кимберлиты и карбонаты Harris, Middlemost (1970). В то же время основная масса пород сиалической коры (в том числе гранито-гнейсовые комплексы древних щитов) относительно бедна ниобием, танталом и цирконием.

Ювенильным растворам следует противопоставлять метаморфогенные гранитизирующие - "глубиннокоровые" - растворы, относительно обогащенные калием, что отражает характер реакций метаморфизма в нижних зонах земной коры и на границе земной коры в верхней мантии. В процессе восходящей миграции глубиннокоровые растворы также могли концентрировать и некоторые литофильные редкие элементы (рубидий, литий, цезий и др.), высвобождающиеся в процессах глубинного палингенеза - "палингенной автолизии" (Павленко, Быховер, 1971).

Характерной чертой гранитоидных серий, судя по материалам Уральского симпозиума по гранитоидам (1971 г.), является практически постоянный уровень концентрации натрия (3-4% Na_2O) при общем возрастании содержания калия и кремнекислотности большинства формирующихся гранитных серий, особенно к их конечным членам. Другими словами, вероятность появления нефелиновых сиенитов в конечную стадию процессов гранитизации весьма мала. К тому же, как показывают прямые расчеты, для ряда щелочных комплексов (Куплетский, 1937; Пильтенко, 1964) даже при допущении значительной десиликации гранитной магмы потребовалось бы одновременно удалить громадные количества калия, что, конечно, трудно согласовать с самим механизмом гранитизации как прогрессирующего ощелачивания при повышении активности наиболее щелочных металлов. Напротив, ювенильные эманации, помимо существенно натрового состава, отличаются и высокой основностью, обусловленной механизмом их отделения в мантийных условиях (Овчинников и др., 1970). Известно, что увеличение щелочности растворов способствует деполимеризации кремнекислородных радикалов и появлению анионов $(\text{SiO}_4)^{4-}$ и $(\text{AlO}_4)^{5-}$, на основе которых строится молекула нефелина. Поэтому при наличии высокощелочных эманаций достаточно

расщепления небольшой части полевошпатовых и других силикатных минералов для появления нефелинсодержащих расплавов в процессе магматического замещения основных и умеренно-кремнекислых пород.

Исходя из кратко охарактеризованных выше геохимических и петрохимических данных, главные формационные типы нефелиновых сиенитов — конечные продукты разных направлений щелочного петрогенезиса — можно различать по соотношению натрия и калия и особенно по специфике распределения литофильных и сидерофильных элементов-примесей. Наибольшей величиной натрий-калиевого отношения и наиболее высоким содержанием натрия отличаются нефелиновые сиениты из щелочно-ультраосновных и карбонатитовых комплексов, представляющих специфические мантийные выплавки. В них и в гибридных комплексах, возникающих при взаимодействии ювенильных эманаций и коровых пород, возможны максимальные концентрации ниобия, тантала и некоторых других редких элементов.

Таким образом, в процессе щелочного палингенезиса следует выделять две принципиально различные линии: региональную — калиевую или натрово-калиевую, доминирующую в земной коре при гранитизации, и локальную — натровую или калиево-натровую, когда возможен собственно щелочной анатексис.

ОБЩИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Как уже говорилось, в рамках традиционных тектоно-магматических схем отражены основные закономерности размещения щелочных пород в целом. В то же время эти схемы явно недостаточны для характеристики условий размещения и, главное, установления причинной связи между определенными типами щелочных пород и региональных тектонических структур континентальной коры (Tilley, 1958). В сущности, вопрос о причинной связи снимается основным выводом, вытекающим из подобных схем, — констатацией главенствующей роли региональных глубинных разломов для любых типов стабильных структур: платформ, щитов, зон завершенной складчатости и т.п. Иными словами, предполагается, что магматизм щелочных, как и других "сквозь-структурных", формаций вообще не связан непосредственно с формированием и тектоникой осадочной оболочки: он является одним из выражений активизации верхней мантии и контролируется степенью дифференцированности ("зрелости" или "истощенности") мантийного материала (Кузнецов, 1970). Соответственно и механизм тектонического контроля поясняется лишь в самой общей форме (также для любых типов щелочных пород) как возможность замедленного движения магматических колонн по разломам, образования промежуточных очагов и накопления летучих в условиях относительной закрытости магматического процесса (Smith, 1927; Tilley, 1958; Шейнманн и др., 1961; Кузнецов, 1970).

Из приведенных в предыдущих разделах данных следует, что подобные пояснения, в первую очередь, могут относиться лишь к щелочно-базальтоидным и щелочно-габброидным формационным группам с типичными для них сложными сериями последовательно меняющих свой состав дифференциатов. Однако в целом таким путем щелочного петрогенезиса вполне определенно противопоставляются и иные, прежде всего палингенные (чисто коровые и гибридные), где накопление летучих не является прямым результатом длительной внутрикоровой магматической дифференциации и где во многих случаях концентрация (поток) летучих, напротив, предшествует магматическому процессу. Тогда зависимость появления определенных типов щелочных пород от вовлечения именно сиалического материала в процесс генерации щелочной магмы кажется вполне очевидной. Более того, преимущественное нахождение нефелиновых сиенитов из "гранитоидной" щелочной формации в различных фанерозойских, складчатых сооружениях, а не в древних областях платформ и щитов подчеркивает значение фактора мощности и состава коры, ее сиалической оболочки.

Столь же очевидно и другое обстоятельство. При допущении первенствующего значения чисто дизъюнктивного ("сквозьструктурного") контроля щелочного петрогенезиса следовало бы ожидать более четкой и "массовой" связи с системой мировых рифтов тех типов щелочных пород, которые в наибольшей степени представляют самые глубинные (ювенильные) мантийные выплавки и для которых тип коры — континентальный или океанический — как будто не должен иметь особого значения. Между тем хорошо известные сейчас закономерности размещения кимберлитов, карбонатитов и щелочно-ультраосновных комплексов не подтверждают наличия такой связи. Так, в большей части этой системы — в зонах срединно-океанических хребтов и грабенов, в примыкающих к ним островным вулканам — перечисленные типы пород не встречены. Они отсутствуют или представлены одиночными массивами и в большинстве внутри- или межконтинентальных рифтовых долин: Рейнской, Красного моря, Аденского залива и других рифтов вокруг Аравийского кратона, рифтовой системе запада США. В сущности, известна лишь одна рифтовая провинция — Великих африканских рифтов, где действительно этот тип тектонических структур контролирует массовое расположение щелочно-ультраосновных комплексов и карбонатитов. Однако и здесь значительная часть карбонатитовых и щелочно-ультраосновных массивов африканского континента находится вне общей системы рифтов.

Непосредственно же к зонам рифтов приурочены обширные области излияний различных базальтовых магм: оливиновых платобазальтов, трахибазальтов и др.

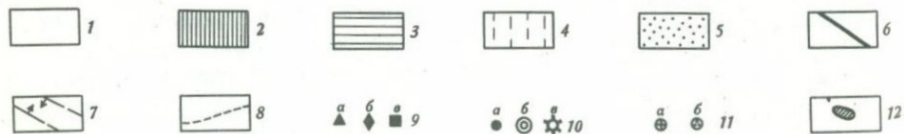
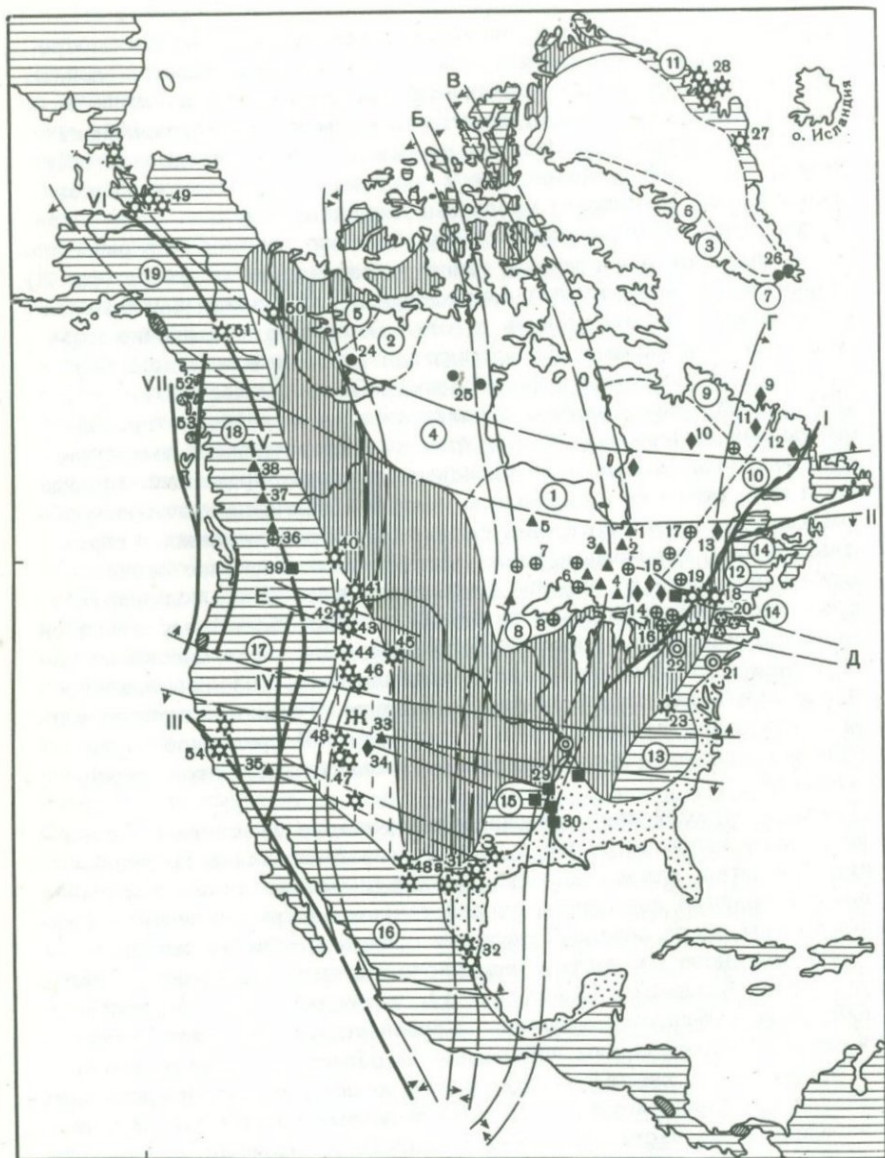
Обращает на себя внимание и отсутствие пространственной корреляции кимберлитов и карбонатитов в тех регионах, где широко представлены те и другие образования, например в Южной Африке (Verwoerd, 1967).

С общих тектонических позиций представляет интерес рассмотрение особенностей размещения главных формационных типов щелочных пород в масштабах целого континента, где достаточно наглядно может быть видна взаимосвязь щелочного магматизма и главных тектонических элементов. В этом отношении вполне представлятелен континент Северной Америки, где к настоящему времени выявлены многочисленные комплексы различных щелочных пород.

Рассмотрим схему, иллюстрирующую общую взаимосвязь размещения щелочных пород и главных типов тектонических структур (фиг.2). Особенно четко видно вполне закономерное размещение карбонатитовых провинций, что отмечалось и ранее, например нахождение карбонатитов южной окраины Канадского щита в зонах разломов длительно живущей системы рифтов Великих Озер (Kumarapelly, Saul, 1966). Однако здесь важнее обратить внимание на более принципиальную закономерность: контрастное пространственное положение щелочно-карбонатитовых и габброидных щелочных провинций. Первые в целом явно тяготеют к окраинным участкам континента, главным образом к его восточной приатлантической периферии, вдаваясь в глубь континента там, где мощные разломы пересекают наиболее древние участки фундамента по окраине Канадского щита. Так, подавляющее большинство докембрийских и палеозойских карбонатитовых массивов располагается вблизи Атлантического побережья, практически не заходя западнее Гудзон-Мексиканского линеамента, ограничивающего с запада приатлантическую часть континента. Только одиночные массивы этого возраста известны в Кордильерах. В срединной части континента щелочно-ультраосновные и карбонатитовые проявления отсутствуют.

Также и ларамийские проявления щелочно-ультраосновного и карбонатитового типов тяготеют к зоне Гудзон-Мексиканского линеамента. Напротив, разновозрастные им щелочно-базальтоидные и щелочно-габброидные комплексы сосредоточены внутри континента. Они локализованы в его западной части, в обширной области эпиплатформенного орогенеза Скалистых гор, расположенной к востоку от складчатого пояса Кордильер (Хаин, 1971), и приурочены здесь только к мобильным субширотным поясам. Карбонатиты здесь отсутствуют, хотя между Тихоокеанским побережьем и областью эпиплатформенного орогенеза, а также и к югу от нее располагается обширная кайнозойская рифтовая система запада США (Томпсон, 1970). В наиболее широкой ее части - провинции бассейнов и хребтов - ларамийские щелочные породы отсутствуют. Они появляются лишь к северу от нее, в зоне рифта ("борозды") Скалистых гор, на канадской части континента (известные для этой части континента карбонатитовые массивы имеют нижнепалеозойский и более древний возрасты, например Айрон-Хилл и др.).

Не менее специфично, хотя и совсем в ином плане, положение гранитоидных щелочных комплексов: несмотря на многочисленность они не образуют самостоятельных провинций и явно сопряжены либо с карбонатитовыми, либо со щелочно-габброидными группами интрузивов.



Фиг. 2. Схема размещения щелочных пород Северной Америки (Бородин и др., 1974).

1 - Канадско-Гренландский щит; 2 - Северо-Американская плита и Лаврентьевская платформа; 3 - складчатые пояса; 4 - область эпиплатформенного орогенеза Восточных Скалистых гор; 5 - При-мексиканская и Приатлантическая равнина; 6 - рифты; 7 - линеа-менты; 8 - границы областей Канадского щита. Щелочные массивы (и лавовые поля Кордильер): 9 - щелочно-ультраосновные с карбо-натитами (а - докембрийские, б - палеозойские, в - меловые и па-леогеновые); 10 - щелочно-базальтоидные (а - докембрийские, б - палеозойские, в - меловые и палеогеновые); 11 - нефелиновые сиениты (а - докембрийские, б - палеозойские и мезозойские); 12 - четвертичные щелочные базальты.

Области (провинции) щита и складчатых поясов (цифры в кружках): 1 - озера Верхнего; 2 - озера Невольничьего; 3 - область разви-тия донагсуктоки; 4 - Черчилль; 5 - Медвежий озеро; 6 - нагсук-токиды; 7 - кетилиды; 8 - Пенокийская; 9 - Лабрадорская; 10 - Гренвилльская, 11 - Иннуиты и Восточная Гренландия; 12 - Лаврен-тьевская платформа; 13 - Южные и Центральные Аппалачи; 14 - Северные Аппалачи; 14а - Белые горы; 15 - Уачита; 16 - Мексиканские Кордильеры; 17 - Кордильеры США; 18 - Канадские Кордильеры; 19 - Кордильеры Аляски.

Рифты: I - р. Св. Лаврентия; II - Кэбот; III - Сан Андреас; IV - Бассейнов и хребтов; V - Ров Скалистых гор; VI - Тинтина; VII - Денали.

Подвижные пояса (линеаменты): А - Восточно-Кордильерский; Б - Немаха; В - Гудзон-Мексиканский; Г - Лабрадорский; Д - Нью-Йоркский; Е - Льюис-Кларк; Ж - Южно-Колорадский; З - Техасский.

Щелочные массивы: 1-5 - группа карбонатитов озера Верхнего (см. фиг. 3); 6-8 - нефелин-сиенитовые интрузии юго-западной части Канадского щита; 9 - Айллик; 10 - Шефервилль; 11 - Гуси-ная бухта; 12 - Маттон бей; 13 - Чикоутими Сент-оноре; 14-15 - группа озера Ниписсинг; 16 - Халибертон-Банкрофт, Блю Маунтин; 17 - Альбанель Лейк; 18-19 - Монтриджийская группа; 20 - группа Белых гор; 21 - группа Бимервила; 22 - лайки Пен-сильвании и Вермонта; 23 - Стаунтон; 24 - Йеллоунайф; 25 - Каминак; 26 - Южно-Гренландская группа; 27 - Кангердлукуак; 28 - группа Вернер-Бьерге - залив Антарктики; 29 - Магнет Ков; 30 - группа низовий Миссисипи; 31 - Бенд; 32 - Тамаулипас - Сан Карлос; 33 - Мак Клур; 34 - Айрон Хилл; 35 - Маунтин Пасс; 36 - Айс Ривер; 37 - Верити; 38 - Лонни; 39 - Рейни Крик; 40 - Краунест; 41 - Берпо; 42 - Хайвуд Крэзи; 43-44 - Йеллоустон - Абсарока; 45 - Блэк Хиллс; 46 - Лейшитовые холмы; 47 - Хоппи Батт - Навахо; 48 - Генри; 48а - Терлингва - Соли-тарио; 49 - Аляскинская группа; 50 - Юконская группа; 51 - Споттед Фаун Крик; 52 - о-в Чичагова; 53 - Бокан Маунтин; 54 - Нью Идрия

зий. Так, древним, докембрийским – рифейским – карбонатитовым комплексам канадских провинций сопутствуют на широтном отрезке рифтовой системы Великих озер столь же древние комплексы гранитоидов, сиенитов и нефелиновых сиенитов. К востоку же от них мезозойские (доверхнемеловые), щелочные и карбонатитовые комплексы сопровождаются столь же молодыми щелочно-гранитоидными массивами. При этом последние образуют как бы внешний пояс, локализованный в складчатой структуре Аппалачей, что лишним раз подчеркивает выплавление нефелин-сиенитовых магм этого типа в условиях достаточно мощной сиалической коры.

Здесь нет необходимости вдаваться в сколько-нибудь более детальный анализ тектоники и магматизма щелочных провинций США и Канады, поскольку и приведенные выше данные достаточны для демонстрации некоторых, наиболее общих тектонических закономерностей. Пожалуй, наиболее важной среди них можно считать окраинное расположение карбонатитовых провинций, их тяготение к восточному (атлантическому), но не западному (тихоокеанскому) краю северо-американского континента. Именно эта закономерность отчетливо проявлена и в размещении ряда других крупных карбонатитовых провинций. Так, единственная крупная провинция щелочных пород и карбонатитов на всем южно-американском континенте – Восточно-Бразильская – с широко известными редкометалльными месторождениями (Араша, Якупиранга и др.) также приурочена к атлантической окраине континента. Редкометалльным карбонатитам здесь сопутствуют также обогащенные ювенильными редкими элементами крупные массивы нефелиновых сиенитов, в том числе плато Посус-ди-Калдас с всемирно известными циркониевыми месторождениями.

На другой стороне Атлантики, на западном побережье Африки, находится крупная карбонатитовая провинция Юго-Западной Африки. При совмещении контуров атлантического побережья Южной Америки и Южной Африки совмещаются и указанные карбонатитовые провинции.

К числу таких же окраинных атлантических провинций (но антиподов канадского побережья) принадлежат гренландская и, возможно, некоторые балтийско-скандинавские щелочные провинции (Bird et al., 1971).

Приведенных материалов, по нашему мнению, достаточно, чтобы прийти к заключению о том, что анализ общих тектонических закономерностей размещения щелочных провинций выходит далеко за рамки традиционных тектоно-магматических схем, объединяемых общей концепцией фиксизма и преэмптственности тектонических структур в условиях длительной эволюции отдельных континентов. В первую очередь, это относится к основному тезису о связи щелочных комплексов с протяженными зонами глубинных "сквозьструктурных" разломов. Какие из зон тектонических нарушений этого типа действительно имеют отношение к условиям формирования щелочных пород вообще и конкретных формационных типов в частности? Этот вопрос, как мы видели, с позиций указанных выше представлений пока не решен. Поэтому представляется целесообразным принять во внимание неко-

торые выводы, вытекающие из мобилитских концепций новой глобальной тектоники и гипотезы расширения Земли. В этом случае становится, например, понятной отмеченная выше противоположность атлантического и тихоокеанского берегов континентов, дающая возможность палеореконовструкций когда-то единых щелочных провинций — рифейской северо-атлантической ("лавразийской") и южно-атлантической ("гондванской"). Базируясь на этих положениях, можно выделить хотя бы применительно к размещению щелочных пород, четыре категории структур среди определяемых ныне единым понятием "сквозьструктурные разломы и рифты":

1) окраинные континентальные линеаменты в краевых приатлантических частях континентов;

2) внутренние континентальные, в том числе "изолированные" грабены (Белоусов, Шейнманн, 1968);

3) современные межконтинентальные ("морские") рифты;

4) внеконтинентальные линеаменты срединно-океанских хребтов и рифтов.

Первая и четвертая категории наиболее контрастны по типу коры — континентальному или океаническому и, соответственно, по характеру преимущественного магматизма: 1) щелочно-базальтового и щелочного (карбонатитового) и 2) толеитового. Вторая и третья категории являются как бы переходными от типичных континентальных к океанским рифтам, что требует некоторых дополнительных пояснений.

В настоящее время широко распространены представления (Хизен, 1966; Белоусов, Шейнманн, 1968), согласно которым системы окраинных рифтов на континентах, в частности грандиозная Восточно-Африканская система, принадлежат к единой мировой системе океанских рифтов. Однако результаты новейших геофизических исследований выявляют и ряд существенных различий между океанскими и континентальными рифтами. В данной статье нет возможности сколько-нибудь подробно рассмотреть соответствующие материалы многочисленных публикаций. Сошлемся, в частности, на обобщающие работы Мацузавы (Matsuzawa, 1970) и Мэррея (Murray, 1970). Выделим только два обстоятельства: 1) резкое различие в величине теплового потока сравниваемых тектонических структур — большой тепловой поток в срединно-океанских рифтах и относительно низкий в Восточно-Африканских и 2) значительно пониженные аномалии силы тяжести в Восточно-Африканских рифтах и повышенные — в межконтинентальных рифтах, выходящих за пределы Восточной Африки и окружающих Арабский кратон (рифты Красного моря и др.).

Последнее легко объяснимо, поскольку теперь установлено, что в срединном рифте Красного моря и Аденском рифте присутствуют большие массы симатического материала — толеитовых базальтов. Эти базальты близки к океанским толеитам, столь характерным для рифтов срединно-океанских хребтов. Другими словами, в отличие от Восточно-Африканских ("сиалических") рифтов упомянутые межконтинентальные (афро-азиатские) рифты, как и срединно-океанские, пред-

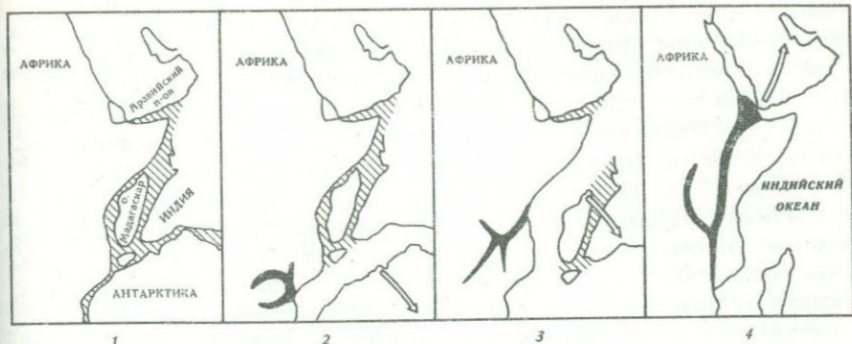
ставляют собой расколы, входящие в симатическую оболочку. Подобные глубинные разломы, по современным представлениям глобальной тектоники, возникают непосредственно над восходящим конвективным мантийным течением.

Большой интерес для разбираемой нами проблемы представляют палеореконструкции, базирующиеся на связи рифтогенеза в Африке и последовательных этапов перемещения континентальных блоков. Как известно, по мере движения на юг Аденского рифта не только меняется щелочность, но и последовательно увеличивается возрастная диапозон магматических провинций: от кайнозойских толеитовых базальтов северо-востока Африки к также молодым, но щелочным провинциям Кении и Уганды и далее на юг к карбонатитовым и щелочно-ультраосновным провинциям Танзании и Малави, где начальные стадии щелочного магматизма следовали за юрским базальтовым вулканизмом Стормберга, и Родезии, где известны еще более древние — триасово-юрские — щелочно-ультраосновные и карбонатитовые комплексы (Хоутон, 1966). В крайних южных карбонатитовых провинциях ЮАР наряду с мезозойскими установлены и древнейшие — протерозойские — щелочные массивы: Гудини, Крудфонтейн, Люликоп-Палабора (Verwoerd, 1967). Поскольку перечисленные провинции (кроме провинций ЮАР) в тектоническом отношении считаются сопряженными с системой рифтов Восточной Африки, возникает следующий вопрос: каков механизм такой сопряженности, если щелочной магматизм был проявлен задолго до образования современной системы рифтов? Достаточно правдоподобным ответом служит попытка выделения трех основных периодитов рифтогенеза (Sowerbutts, 1972) и их привязка к этапам распада Гондваны (фиг.3). В этой связи можно отметить, что верхнерифейские карбонатиты Южной Индии (Borodin et al., 1971) как бы заполняют возрастную брешь между протерозойскими карбонатитами ЮАР и мезозойскими Юго-Восточной Африки.

В итоге можно констатировать, что среди "сквозьструктурных" разломов надо различать гигантские континентальные разломы, возникающие в процессе длительного расширения дна океанов и разделения континентов. Они связаны с океанскими рифтами и подчинены в целом единому механизму, но он реализуется по-разному в зависимости от типа коры и стадии общего тектонического процесса. Из этих различий вытекает ряд петрологических следствий, имеющих непосредственное отношение к общим аспектам щелочного магматизма.

Как было показано в предыдущих разделах, по совокупности геолого-петрографических и геохимических данных намечаются две основные достаточно контрастные линии щелочного петрогенезиса.

Одна из них представлена преимущественно типичными магматическими дифференциатами — непосредственными продуктами глубинных (первичных) щелочных магм (щелочно-ультраосновная формационная группа) или глубинно-коровых (вторичных) магм — остаточных порций глубинных магм, прошедших последующую внутрикоровую дифференциацию. К последнему типу могут принадлежать и магмы, генерированные в "промежуточном" — мантийно-коровом — слое и нижних



Фиг. 3. Последовательность этапов рифтогенеза и распада Гондваны

1 - общая палеосхема сочленения материков Гондваны к концу палеозоя; 2 - отрыв Антарктики и Африки (триас-юра); 3 - отрыв Мадагаскара и Индии (мел); 4 - разъединение Африки и Аравийского полуострова (кайнозой). Черным цветом показаны зоны активизации главных разломов на различных стадиях распада материка Гондваны

горизонтах коры как продукты полного плавления симатического субстрата (габброидная щелочная формационная группа).

Вторая линия отражает палингенный путь щелочного магматизма - генерации коровых магм "чистой линии" в связи с процессами гранитизации при участии глубинно-коровых щелочных растворов (гранитоидная щелочная формационная группа) или выплавления в коре гибридных анатектических магм под воздействием потоков ювенильных щелочных эманаций.

Эти два пути щелочного петрогенезиса - ювенильный щелочно-ультраосновной и мантийно-коровый симатический, с одной стороны, и коровый сиалический, с другой - позволяют предполагать и два достаточно контрастных, пусть и часто сопряженных, механизма тектонического контроля (Бородин, 1974) Один из них можно определить как собственно тектонический (дизъюнктивный), поскольку роль тектоники заключается в создании или обновлении зон высокой проницаемости ("разломов"), по которым поднимаются глубинные, преимущественно щелочные и щелочно-базальтовые магмы, а также инфильтрационные потоки щелочных эманаций. Выше уже отмечалось, что при традиционной трактовке этого механизма тектонического контроля как возможности непосредственного "дренирования" глубинных областей коры и верхней мантии возникает ряд серьезных затруднений (отсутствие щелочных пород в областях массового ультраосновного и базитового магматизма, в первичных трогах геосинклиналей "фемического профиля", в рифтах срединно-океанских хребтов, удаление крупных щелочных интрузий от осевых линий континентальных рифтов и др.).

Однако в настоящее время можно наметить пути преодоления этих затруднений, если базироваться на принципиальных положениях концепций конвективных мантийных потоков и спрединга как следствий более общего процесса расширения Земли. Это, в первую очередь, относится к решению такого кардинального вопроса, как выяснение закономерностей связи щелочных пород с рифтами и другими "сквозь-структурными" разломами. Если не объединять их в единую категорию магмоконтролирующих структур и, в частности, противопоставить окраинные континентальные рифты срединно-океанским, то тем самым предопределяется и необходимость разработки для них различных механизмов выплавления щелочных магм. Согласно общей тектоно-магматической модели, вытекающей из указанных концепций, срединно-океанские хребты являются поясами активного расширения и наращивания дна океанов, располагающимися непосредственно над поднимающимся конвективным потоком. Применительно к этой общей модели Гастом (Gast, 1968) был разработан конкретный петрологический механизм, согласно которому зона выплавления щелочных базальтов в пределах одной конвективной ячейки находится примерно в 100-200 км (по латерали) от крайней периферической зоны выплавления толеитов, отвечающей на поверхности стыку расширяющихся (растущих) океанских плит, т.е. рифтовой зоне срединно-океанских хребтов. Это соответствует реальной картине: нахождению щелочных серий на океанских островах, вне зоны рифта, где доминируют абиссальные толеиты.

Иной петрогенетической модели должны подчиняться условия генерации магм континентов с характерной для них низкой величиной теплового потока, что требует значительно большей глубины уровня мантийной генерации — до нескольких сотен километров и крайней селективности выплавок. Тем самым определяется гораздо меньший объем собственно щелочных магм по сравнению с массами не только толеитовых, но и щелочно-базальтовых магм, а также их локальное развитие вне областей массового базальтового магматизма. Эти факторы учтены в недавно предложенных моделях генерации кимберлитов и щелочных комплексов континентальных рифтов (Harris, Middlemost, 1969; Murray, 1970; Middlemost, 1971).

С учетом этих моделей достаточно определенно вырисовывается петрологическая и тектоническая специфика генерации магм для системы Великих африканских разломов в целом и для щелочных провинций Восточной Африки по сравнению с базальтовыми провинциями современных межконтинентальных грабенов в частности.

В отличие от срединно-океанских рифтов щелочные и карбонатные магмы генерируются здесь в условиях медленного вздымания более локальных сводовых структур вне областей непосредственного подъема конвекционных мантийных потоков. При этом в краевых частях подобных сводовых структур возможно растяжение более тонкой континентальной коры и выполнение возникающих трогов симатическим мантийным материалом, что отмечается в новейших рифтах Красного моря и Аденского залива (Gass, 1970; Wright

1970). Этот относительно локальный механизм хотя и реализуется на фоне общего глобального расширения дна Атлантического океана, а также отделения Аравийского полуострова от африканского материка, непосредственно не связан с активными зонами срединно-океанских хребтов и рифтовых долин. Предполагается, что в большей степени он отражает реакцию материковых глыб на одновременное формирование гигантского Альпийско-Гималайского тектонического пояса (Matsuzawa, 1969).

По наличию протяженных зон глубоких разломов, содержащих глубинно-коревый и мантийный материал, с окраинными континентальными рифтовыми провинциями могут быть сопоставлены эвгеосинклинальные трогии областей завершённой складчатости, например Урала (Наливкин, 1972). Однако сравнение тех и других областей с позиций рассмотренных выше концепций выявляет принципиальное различие между ними: система Великих африканских рифтов в целом возникла в процессе сводового воздымания окраины материка, сопряженного с отрывом (расколом) крупных континентальных глыб и их перемещением на фронте растущих плит океанской коры. Напротив, грабены осевой части Урала возникли в обстановке общего сжатия конца геосинклинального этапа или, как иногда предполагается в последнее время, в условиях смятия "реликтовой" узкой полосы океанской коры столкнувшимися (?) континентальными плитами (Hamilton, 1970). Этим обусловлены принципиальные различия и в характере магматизма сравниваемых регионов, прежде всего наличие на Урале линейных поясов выжатого с глубин мантийного (гипербазитового) материала. Щелочно-базальтовый магматизм, столь характерный для рифтовых долин Восточной Африки, появился на Урале в несоизмеримо меньших масштабах и в иной структурной обстановке — в западно-уральской предплатформенной миегеосинклинальной зоне, но не в участках сводовых поднятий восточного склона Среднего и Южного Урала. В этих участках в условиях локального подъема геоизотерм при общей низкой величине теплового потока из глубинных гранито-гнейсовых толщ могли выплавляться лишь наиболее низкотемпературные нефелин-сиенитовые магмы — по данным В.Я. Левина (1972), на глубине 15–20 км.

С учетом этих факторов можно подойти к объяснению малых масштабов щелочного магматизма на Урале, появлению там автономных щелочных комплексов, не связанных непосредственно как с базальтоидным, так и с гранитоидным магматизмом. Таким образом, сопоставление Урала и рифтовых областей Африки не столько выявляет их сходство, сколько позволяет наметить наиболее контрастные типы магнаконтролирующих структур. Промежуточное положение, как уже говорилось, занимают такие "изолированные грабены", как Байкальский и Рейнский.

Другой путь щелочного петрогенезиса — коревый салический — подчиняется иному механизму тектонического контроля, в большей степени отражающему структурную и фашиальную специфику процессов палингенной генерации щелочных магм. В этом смысле можно

говорить о "структурно-фациальном" контроле в отличие от рассмотренного перед этим "дизъюнктивного", хотя и этот механизм, конечно, реализуется в зависимости от возникновения тектонических зон повышенной проницаемости — путей инфильтрации высокотемпературных глубинно-коровых и ювенильных щелочных растворов. Для выяснения условий структурно-фациального контроля большое значение приобретают петрологические модели, учитывающие известное генетическое сходство нефелиновых сиенитов и гранитов — их принадлежность к системе петрогенетических остатков. В последние годы, основываясь на экспериментальных и геологических данных, некоторые исследователи показали целесообразность выделения среди гранитов, а затем и нефелиновых сиенитов представителей различных фаций глубинности — глубинных "маловодных" и менее глубинных водонасыщенных магм (Штейнберг и др., 1971; Левин, 1971; Cann, 1970). К глубинным маловодным фациям, согласно В.Я. Левину, принадлежат и нефелин-сиенитовые дифференциаты базальтовых расплавов, которые, как и маловодные базальтоидные граниты, могут локализоваться в широком интервале глубин до вулканической фации включительно, причем преимущественно в последней. Водные сиалические нефелиновые сиениты, как и водные граниты, гораздо в большей степени автохтонны, так как в этом случае магма не может подняться вверх на сколько-нибудь значительное расстояние от места своей генерации из-за малого температурного интервала кристаллизации. Противопоставление водных (сиалических) и маловодных (базальтоидных) нефелиновых сиенитов хорошо согласуется с рассмотренными выше особенностями щелочно-габброидных и гранитоидных щелочных формационных групп прежде всего вследствие нередкого появления в первой группе вулканоплутонических комплексов и, напротив, обычного отсутствия эффузивных эквивалентов во второй группе.

Как следует из изложенных выше представлений и других данных, в условиях одних и тех же фаций глубинности при прогрессирующем ошелачивании может происходить параллельное выплавление гранитных и нефелин-сиенитовых расплавов в зависимости от литолого-формационных и структурных факторов. Оптимальному сочетанию этих факторов отвечают условия метаморфизма амфиболитовой фации, когда исходные породы представлены лейкократовыми, высокоглиноземистыми фациями, что способствует возможности их преобразования в щелочные метасоматиты вплоть до нефелиновых гнейсов на стадии прогрессивного метасоматоза, предшествующего щелочному анатексису. Судя, однако, по довольно редкой встречаемости нефелиновых гнейсов или сиенито-гнейсов и небольшим масштабам их распространения в различных провинциях (Канада, Индия, Малави), можно сделать вывод, что собственно палингенные процессы вряд ли могут приводить к появлению крупных масс щелочной магмы. В большинстве же палингенных серий как при прямом анатексисе, так и при существенной дебазификации предельным щелочным аллюмосиликатом может быть только полевой шпат, но не фельдшпатоиды. Для

более глубинных условий (область нижней коры – верхней мантии) литологические факторы, возможно, отступают на второй план, если связывать выплавление фонолитовых магм с потоками ювенильных щелочных эманаций. Судя по некоторым экспериментальным данным (Когарко, 1972), при выплавлении недосыщенных водой расплавов, богатых натрием, высокотемпературными фазами будут салические минералы (агпайтовый порядок кристаллизации). Иными словами, возможность выплавления анхиэвтектических фонолитовых магм будет зависеть не столько от содержания кремнезема и феррических компонентов, сколько от наличия достаточно высокой концентрации глинозема в исходном субстрате.

Зависимость выплавления коровых щелочных магм от определенной структурной и литолого-фациальной обстановки позволяет более полно понять общие особенности размещения различных щелочных формаций в складчатых областях. Наиболее благоприятны для формирования щелочных комплексов здесь будут участки земной коры, весьма контрастные в тектоническом отношении. Так, выплавление щелочных магм на глубинах 10 км и более из относительно слабо метаморфизованных пород повышенной основности возможно при условии образования мощных толщ осадочно-вулканогенного материала, что характерно для эвгеосинклинального типа развития. С другой стороны, необходимость достаточного прогрева всей толщи пород и концентрации воды и других летучих (например, при переходе от зеленосланцевой к амфиболитовой ступени метаморфизма) требует повышенной теплопроводности и быстрого подъема геоизотерм, что в наибольшей степени характерно для консолидированных и в то же время анизотропных, т.е. неосадочных, пород (Моисеенко, 1969). В такой среде возможны длительно существующие зоны тектонических нарушений глубокого заложения, обеспечивающих поступление потоков глубинно-коровых и ювенильных растворов. Этим условиям отвечают участки глубоко метаморфизованных или магматических пород. Сочетание же тех и других достаточно контрастных условий наиболее вероятно на стыках платформ и более поздних длительно развивающихся складчатых систем (краевые зоны эпикратонных геосинклиналей, "наложенные" прогибы и впадины по периферии срединных массивов, глубокие грабены и др.). Позднее при активизации таких участков во время заложения новых глубинных разломов в зонах регионального подъема геоизотерм или вблизи базитовых интрузий в связи с локальными потоками щелочных растворов и эманаций возникали очаги палингенных щелочных магм.

Такое заключение согласуется с общей закономерностью размещения внутриконтинентальных щелочных провинций, когда подавляющее большинство щелочных массивов сосредоточено в краевых зонах активизации древних платформ и обрамляющих их областях завершенной складчатости, преимущественно догерцинской (Шейнманн и др., 1961; Бутакова, 1969^{1,2}). На примере обширной территории южного обрамления Сибирской платформы вполне определенно вырисовывается приуроченность щелочных пород к зонам, прошед-

шим длительный этап эвгеосинклинального развития (Тектоника Евразии, 1966; Моисеенко, 1969). В пределах же этих зон щелочные массивы тяготеют к шовным структурам и прогибам (трогам).

Отметим также некоторые следствия, имеющих значение и для платформенных комплексов нефелиновых сиенитов и других щелочных пород. Здесь нужно иметь в виду не только общее сходство, но также и некоторые различия в Р-Т диаграммах, где совмещены кривые плавокости гранитов и нефелиновых сиенитов (Добрецов и др., 1970; Левин, 1972; Cann, 1970). Эти различия позволяют предполагать, что щелочные расплавы, генерируемые в условиях относительно низких температур и высоких давлений, например в глубинных участках фундамента щитов и платформ, могут "отрываться" от параллельно выплавляющихся гранитоидов и выжиматься, вверх, на значительное расстояние — до 10 км и более — от области первоначальной генерации.

Таким образом можно объяснить появление крупных автономных массивов нефелиновых сиенитов, подобных Сыннырскому. Характерной чертой этих и других сходных массивов можно считать наличие высококалийевых пород с "лейцитовым" соотношением и закономерными сростками нефелина (кальсилита) и калиевого полевого шпата (массивные рисчорриты, сынныриты), что вызвано резким сокращением поля лейцита и специфической совместной котектической кристаллизации указанных минералов (Davidson, 1970).

Возможность того, что отдельные щелочные массивы могут быть продуктами самостоятельных глубинно-коровых или даже мантийных магм, подкрепляется и другими соображениями, в частности высокой долей CO_2 и других летучих в более сухих (по содержанию воды), чем гранитные, магмах гибридного — палингенно-ювенильного — типа, поскольку углекислота заметно увеличивает температуру выплавления нефелин-сиенитового расплава (Millhollen, 1971; Левин, 1972). Отметим, что в отдельных провинциях Восточной Африки масштабы распространения фонолитов в составе эффузивных серий столь велики, что затруднительно считать их остаточными дифференциатами щелочно-базальтовых и щелочно-ультраосновных магм. Принимая также во внимание данные по изотопному составу стронция, некоторые исследователи склонны допускать в этом случае непосредственное выплавление фонолит-трахитовых магм из мантийного материала (Wright, 1971).

Детальные петрологические и геохимические исследования последних лет (Wimmenauer, 1974) позволяют допускать автономное положение фонолитов и для ряда типичных щелочно-базальтовых провинций, где эти породы количественно резко подчинены щелочным оливиновым базальтам и базальтоидам и их более кремнекислым дифференциатам. Так, для вулканических серий Рейнского грабена конечными продуктами главного ряда магматической дифференциации являются тефриты и эссекситы. Между ними и фонолитами нет переходных типов пород. Для района Чешского Среднегорья, где установлено закономерное изменение содержания редких элементов в ряду

оливиновые базальты – трахиты, фонолиты характеризуются особым геохимическим трендом.

Таким образом, можно констатировать, что имеются достаточные основания для выделения в качестве самостоятельного формационного типа интрузивных и эффузивных образований – продуктов первичных нефелин-сиенитовых (фонолитовых) магм.

ОБЩАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Подводя итог изложенному, можно прийти к общему заключению о том, что формационный анализ щелочных, как и других, пород, базируется на конкретных геолого-петрографических и геохимических данных; но нужно принимать во внимание и общие петрологические и тектонические концепции, рассматривающие недоступные для прямых геологических наблюдений условия глубинной генерации магм и их перемещения в верхние горизонты земной коры. На основе этих концепций необходимо различать не только наиболее контрастные по условиям первичного маagmaобразования мантийные – ультраосновные – и коровые палингенные – гранитоидные – расплавы, но и переходные мантийно-коровые базальтовые и др. (Овчинников и др., 1970). Необходимость выделения мантийно-коровых формаций вытекает и из современных геофизических данных о наличии промежуточной "мантийно-коровой" зоны, сложенной глубоко погруженными (через границу М) геосинклинальными комплексами первичноосадочных, вулканогенных и других пород.

Специфической чертой щелочных пород, отличающей их от большинства других магматических образований, следует признать гораздо большее участие высокотемпературных щелочных растворов в процессах генерации магм, особенно палингенных. Поэтому при формационном делении щелочных пород необходимо выделять не только формации "чистой магматической линии", или моногенные, но и "гибридные" формации, представляющие полигенные и "разноочаговые" щелочные комплексы – с той или иной долей участия ювенильных щелочных растворов (Бородин, 1969). Эти подразделения показаны на предлагаемой классификационной схеме (табл.3) совместно с формационными группами, выделяемыми по исходному типу магм.

Как видно из схемы, в разных формациях могут быть встречены петрографически сходные типы пород. Такой конвергентностью в первую очередь характеризуются нефелиновые сиениты, что обусловлено их петрологической спецификой – выплавлением анхизвтектических низкотемпературных расплавов в различной тектонической обстановке. Поэтому при определении формационного типа щелочных пород важное значение приобретают геохимические критерии, особенно закономерности распределения редких элементов.

На этой основе могут быть противопоставлены в качестве разных формационных типов палингенные, преимущественно миаскитовые нефелиновые сиениты, бедные редкими элементами (III формационная

группа), и агпайтовые представители собственно нефелин-сиенитовой формации, отличающиеся повышенными, подчас уникально высокими концентрациями редких элементов (IV формационная группа).

Первые распространены достаточно широко, но, как правило, не образуют крупных массивов и вулканоплутонических комплексов и сопоставимы с "водными" гранитами, являясь как бы побочными продуктами гранитообразования. Напротив, массивы типичных агпайтовых нефелиновых сиенитов весьма редки, но только среди них известны крупные, в том числе и уникальные по объему внедрившейся щелочной магмы тела (свыше 1000 км³). Очевидно, что появление подобных интрузий, как и крупных, генетически также автономных масс фонолитов, не может быть результатом обычных процессов корового палингенеза и гранитизации. Поэтому с учетом их геохимической специфики при отсутствии признаков прямой генетической связи с габброидным магматизмом остается предполагать для них гибридное происхождение: взаимодействие глубинно-коровых или верхнемантийных пород с ювенильными эманациями (продуктами дегазации мантии) или легкоподвижными магматическими жидкостями и флюидами (дифференциатами глубинных очагов щелочно-ультраосновных и карбонатитовых магм).

Таблица 3

Главные типы формаций щелочных пород

Глубинность и генотип исходных магм	Формации и субформации по составу магм и комплексам пород	Типоморфные интрузивные серии
Коровые анатектические (сиалические: взаимодействие коры и глубинно-коровых растворов)	<p style="text-align: center;">Моногенные</p> <p>III. Щелочно-гранитоидная и нефелин-сиенитовая группы</p> <p>а) щелочно-гранитоидная</p> <p>б) калиевая и натрово-калиевая лейцит-нефелин-сиенитовая</p> <p>в) натровая и кали-натровая нефелин-сиенитовая</p>	Щелочные граниты Псевдолейцитовые сиениты, синныриты - нефелиновые и щелочные сиениты Нефелиновые и щелочные сиениты (миаскиты, мариуполиты, лардалиты)
Мантийно-коровые (симатические): подкоровые первичные магмы и их дифференциаты	<p>II. Щелочно-габброидная (щелочно-базальтовая) группа</p> <p>а) натровая щелочно-габброидная (щелочно-базальтовая)</p>	Эссекситы - тералиты - малиньиты, нефелиновые сиениты - ийолит-уртиты

Табл. 3 (окончание)

Глубинность и генотип исходных магм	Формации и субформации по составу магм и комплексам пород	Типоморфные интрузивные серии
	б) калиевая щелочно-габброидная (калий-базальтоидная)	Шонкиниты - фергуситы-эссекситы - псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты, монцититы - сиениты
Мантийные (ультрамафические)	I. Щелочно-ультраосновная и карбонатитовая группы а) натровая ультраосновная б) калиевая и натрово-калиевая ультраосновная в) карбонатитовая (щелочно-фосфатно-карбонатная)	Ийолиты-турьяиты Кимберлиты Карбонатиты - камафориты - ийолиты - нефелиновые сиениты
Полигенные		
Гибридные коровые и мантийно-коровые (взаимодействие с ювенильными растворами)	IV. Нефелин-сиенитовая группа а) кали-натровая нефелин-сиенитовая (фонолитовая) б) агпаитовая нефелин-сиенитовая (субвулканы и интрузии центрального типа)	Фойяиты - хибиниты Луявриты - ийолиты, фойяиты-уртиты
Мантийно-коровые (дифференциаты мантийных и гибридных глубинно-коровых магм)	V. Комплексная группа вулcano-плутонические ("разноочаговые") комплексы и интрузии центрального типа То же " Интрузивные разновозрастные комплексы центрального типа с ядрами древних ультрабазитов	Щелочные граниты ("апограниты") - сиениты - биотитовые граниты Габброиды - граниты - сиениты - нефелиновые сиениты Нефелиновые и щелочные сиениты - карбонатиты Сливиниты - пироксениты-мельтейгиты-ийолиты - карбонатиты Дуниты - габброиды - щелочные и нефелиновые сиениты

- Андреев Г.В., Шаракшинъв А.О., Литвиновский Б.А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Прибайкалья. "Наука", 1969.
- Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. "Наука", 1968.
- Белюсов В.В., Шейнманн Ю.М. Мировая система больших грабенов. — В сб. "Байкальский рифт". "Наука", 1968.
- Бородин Л.С. Редкие элементы в ультрабазитах из комплексных массивов ультраосновных-щелочных пород. — В сб. "Проблемы геохимии". "Наука", 1965.
- Бородин Л.С. Редкие элементы как индикаторы глубинности (ювенильности) формаций щелочных пород. — Материалы IV всес. петрогр. сов. Баку, Изд-во АН АЗ. ССР, 1969.
- Бородин Л.С., Нечаева И.А. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометалльного оруденения. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, 3.
- Бородин Л.С. Общие геохимические и петрологические аспекты проблемы формаций щелочных пород. — В сб. "Актуальные вопросы современной петрографии". "Наука", 1974.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау. — Изв. АН СССР, серия геол., 1967₁, 12.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях. — Геохимия, 1967₂, 10.
- Бородин Л.С., Гладких В.С. Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах. — Геохимия, 1968, 5.
- Бородин Л.С., Осокин Е.Д. Закономерности распределения редких элементов как критерий глубинности (ювенильности) щелочных магм. — Междун. геохим. конгресс. Тезисы докладов, 1971.
- Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Блюм И.А. О среднем содержании тантала и некоторых закономерностях его распределения в щелочных породах. — Геохимия, 1969, вып. 11.
- Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Ганзеев А.А. Геохимические типы нефелиновых сиенитов и проблема их генетической связи с гранитоидами. — В сб. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов". Свердловск, 1971.
- Бутакова Е.Л. Тектонические условия размещения и образования комплексов щелочных пород складчатых областей. — Геол. и геофиз., 1969₁, 8.
- Бутакова Е.Л. О генезисе щелочных формаций складчатых областей (на примере щелочной формации Алтае-Саянской области). — В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т. 1. "Наука", 1969₂.
- Вимменауэр В. Изверженные породы и карбонатиты Кайзерштуля. — В сб. "Карбонатиты". Под ред. Таттла и Гиттинса. "Мир", 1969.
- Воробьева О.А. Главные особенности размещения и формирования щелочных пород. — В сб. "Проблемы геологии, минеральных месторождений, петрологии и минералогии", т. II. "Наука", 1969.
- Герасимовский В.И. Геохимические факторы в решении вопроса о генезисе нефелиновых интрузий на примере Ловозерского массива. — В сб. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". Изд-во АН СССР, 1963.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Главнейшие формации рудоносных интрузий глыбовых зон. — В сб. "Магматические формации". "Наука", 1964.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.З. Происхождение базальтовых магм. — В сб. "Петрология верхней мантии". "Мир", 1968.
- Добрецов Н.Л. и др. Фация метаморфизма. "Недра", 1970.
- Ефимов А.А. Проблема мирового дунита. — В сб. "Кора и верхняя мантия" (Межд. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол.). "Наука", 1968.

- Карбонатиты. Под ред. Таттла и Гиттинса. "Мир", 1969.
- Кинг Б.К., Сатерленд Д.С. Карбонатитовые комплексы Восточной Уганды. — Сб. "Карбонатиты", Под ред. Таттла и Гиттинса. "Мир", 1969.
- Когарко Л.Н. и др. Фазовые равновесия в ходе плавления агпайтовых щелочных пород. — В сб. "1 Международный геохимический конгресс. Том 1", 1972.
- Компанейцев В.П. Тепловые ресурсы гранитоидной магмы в связи с проблемой генезиса щелочных пород. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1970, вып. 5.
- Конев А.А. Комплекс щелочных, ультраосновных и основных пород Витимского плоскогорья. — В кн. "Геология СССР", т. 35, ч. 1. "Недра", 1964.
- Костюк В.П., Базарова Т.Ю. Петрология щелочных пород Восточной части Восточного Саяна. "Наука", 1966.
- Котина Р.П., Ярошевский А.А. О возможности десиликации в палингено-метасоматическом процессе формирования щелочных комплексов гранитоидной формации. — Геохимия, 1970, 2.
- Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. — Геол. и геофиз., 1970, вып. 9.
- Куплетский Б.М. Петрографический очерк Хибинских тундр. — В кн. "Минералы Хибинских и Ловозерских тундр". Изд-во АН СССР, 1937.
- Кухаренко А.А. Геохимическая эволюция щелочных магматических комплексов восточной части Балтийского щита. — Междуна. геохим. конгресс. Тезисы докл., 1971.
- Левин В.Я. Нефелиновые сиениты как альтернативные эквиваленты гранитоидов. — В сб. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов". Свердловск, 1971.
- Левин В.Я. Проблемы происхождения нефелиновых сиенитов Урала. — В сб. "Чтения имени академика А.Н. Заварицкого". Свердловск, 1972.
- Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. "Наука", 1969.
- Молчанова Т.В. Структурное положение и происхождение калиевых основных щелочных пород. "Наука", 1966.
- Наливкин Д.В. Палеогеография Уральской геосинклинали в палеозое. — Изв. АН СССР, серия геол., 1972, 5.
- Овчинников Л.Н., Бородин Л.С., Ляхович Л.Н. Геохимия магматических пород. — Геохимия, 1970, 4.
- Орлова М.П., Багдасаров Э.А. Петрогенетические и геохимические особенности интрузивных и эффузивно-гипабиссальных комплексов щелочной калиевой формации. — Материалы IV всес. петрогр. сов. Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.
- Павленко А.С., Быховер В.Н. Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимия. — В сб. "Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород". "Наука", 1971.
- Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. "Наука", 1974.
- Пильтенко М.К. О возможности образования щелочных пород посредством палингенеза суперкристалльных соленосных толщ. — В сб. "Происхождение щелочных пород". "Наука", 1964.
- Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения. — Геол. месторожд. редких элементов, 1966, вып. 28.
- Свешникова Е.В. Вулкано-плутонические формации щелочных магм. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, 9.

- Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. "Недра", 1973.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии. Под ред. А.Л. Яншина). "Наука", 1966.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Ферштатер Г.Б. Кристаллизационная дифференциация и ее роль в формировании гранитоидных тел. - В сб. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов". Свердловск, 1971.
- Томпсон Дж. Рифтовая система запада США. - В сб. "Система рифтов Земли". "Мир", 1970.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника, "Недра", 1971.
- Хизен Б.К. Ложе океанов. - В сб. "Дрейф континентов", "Мир", 1966.
- Хоутон С.Г. Африка южнее Сахары. "Мир", 1966.
- Шейнмани Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Геология месторождений редких элементов, вып. 12-13 (щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация). Госгеолтехиздат, 1961.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Основные проблемы петрологии гранитоидов. - В сб. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов". Свердловск, 1971.
- Яшина Р.М. Магматическое замещение доломитсодержащих мараморов и его роль в щелочном петрогенезисе Юго-Восточной Тувы. - В сб. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". Изд-во АН СССР, 1963.
- Bird J.M., Dewey J.F., Kidd W.S.F. Proter Atlantic Oceanic Crust and Mantle: Appalachian Caledonian Ophiolites. - Nature Phys. Sci., 1971, 231, N 10.
- Borodin L.S., Gopal V., Moralev V.M., Subramanian V., Ponikarov V., Precambrian carbonatites of Tamil nadu, South India. - J. Geol. Soc. India, 1970, 12, N 12.
- Cann J.K. Upward movement of granitic magma. - Geol. Mag., 1970, 107, N 4.
- Davidson A. Nepheline-K-feldspar intergrowth from Kaminak lake, northwest territories. - Can. Miner., 1970, 10, N 2.
- Gass J.G. The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1970, A 267, 1181.
- Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline types. - Geochim. Cosmoch. Acta, 1968, 32.
- Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, 81, N 9.
- Harris P.G., Middlemost E.A.K. The evolution of Kimberlites. - Lithos, 1969, 3.
- Kumarapelly P.S., Saul V.A. The St. Lawrence Valey System. A North American equivalent of the East African rift valley system. - Can. J. Earth, 1966, 3.
- Matsuzawa J. Formation of the African Great Rift System. - J. of Earth Sciences Nagoya University., 1969, 17.
- Middlemost Eric. A.K. Classification and origin of the igneous rocks. - Lithos, 1971, 4, N 2.
- Millhollen J.Z. Melting of nepheline syenite with H₂O and H₂O + CO₂ and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting. - Amer. J. Sci., 1971, 270, N 3.
- Murray C.G. Magma genesis and heat flows: differences between midoceanic ridges and African rift valleys. - Earth and Planetary Sci. Letters, 1970, 9.
- Holmes A. Petrogenesis of Katungit and its associates. - Amer. Miner., 1950, 35.
- Smith C.H. The genesis of alkaline rocks. - Amer. Philos. Soc. Proc., 1927, 66.

- Sowerbutts W. Rifting in Eastern Africa and the fragmentation of Gondwanaland. — *Nature*, 1972, 235, Febr. 25.
- Tilley C.E. Problems of alkali rocks genesis. — *Geol. Soc. London, Quart. Journ.* 1948, 113, pt. 3.
- Verwoerd W.J. The Carbonatites of South Africa and South West Africa. — *S. Africa Geol. Surv.* 1967, Hand 8, N6.
- Wimmenauer W. The alkaline province of Central Europe and France. В кн: Alkaline rocks. Ed. H. Srensen, 1974.
- Wright J.B. Distribution of volcanic rocks about mid-ocean ridges and the Kenya Rift Valley. — *Geol. Mag.*, 1970, 107.
- Wright J.B. The phonolite-trachyte spectrum. — *Lithos*, 1971, 4.
- Wyllie P.J., Watkinson. Phase equilibrium studies bearing on genetic links between alkaline and subalkaline magmas, with special reference to the limestone assimilation hypothesis. In book: Alkaline rocks: The Monteregian Hills. Miner. Association of Canada, 1970.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ КОНТРАСТНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

В. А. БАСКИНА

Контрастные вулканические ассоциации, сложенные базальтами и липаритами, базальтами, андезитами и липаритами или субвулканическими телами близкого состава, известны в толщах любого возраста и в различной тектонической обстановке.

Наиболее распространены ассоциации, связанные либо с начальными стадиями эвгеосинклинального развития, либо с процессами активизации. В первом случае в их составе преобладают кислые породы натрового типа, во втором — кали-натрового (Штейнберг и др., 1971). Максимумы содержаний SiO_2 в кислых и основных членах этих щелочноземельных базальт-липаритовых контрастных комплексов отвечают интервалам 48–52 и 69–76%. Такие магматические ассоциации входят в состав формаций кератофир-спилит-диабазовой, базальт-андезит-липаритовой (ранние стадии развития подвижных поясов), диабазов — липаритовых порфиров и липарит-базальтовой (средние и поздние стадии).

Наряду с перечисленными существует обширный класс контрастных вулканических комплексов, формационная принадлежность которых не определена. Это комплексы даек, субвулканических тел, локальных вулканических полей и построек, мелких штоков, интрузий "центрального типа", с которыми ассоциировано большинство эндогенных рудных месторождений — золотые, полиметаллические, медные, оловянные, месторождения тяжелых металлов и др.

Такие комплексы резко подчинены по объему другим разновозрастным вулканикам, проявлены на всех стадиях тектонического развития регионов, но преимущественно в периоды тектоно-магматической активизации. В состав комплексов входят базальтовые, андезитовые, реже пикритовые и диабазовые порфириты, лампрофиры, фельзиты, кварцевые порфиры и гранофиры; обычны сложные, многократные дайки и некки, наблюдаются многочисленные повторные или перемежающиеся внедрения фаз кислого и основного состава.

В тех случаях, когда такие контрастные вулканические комплексы распространены в ареалах кислых вулкаников, в регионах с развитой сиалической корой, их рассматривают как гетерогенные образования, как результат структурного совмещения тел базальтоидов и кислых коровых магм. Одним из аргументов при этом служит состав кислых пород (как правило, в таких ассоциациях липариты бо-

гаче кремнекислотой, щелочами, калием, летучими, чем фоновые вулканиды). На этом основании, в частности, кислые составляющие контрастных субвулканических и дайковых комплексов в рудных районах Приморья рассматривались исследователями как наиболее поздние дифференциаты гранитоидов (Руб, 1960; Баскина, 1965).

Однако, как показано далее, такие черты состава липаритов, как лейкократовость, преобладание калия в составе щелочей, являются конвергентными и свойственны в равной мере продуктам дифференциации и расслоения и кислых магм и базальтоидов. Это тем более важно отметить, что геологические соотношения указывают на постоянную и тесную связь базальтовых и липаритовых членов контрастных субвулканических ассоциаций.

СОСТАВ «БАЗАЛЬТОИДНЫХ» ЛИПАРИТОВ

Чтобы выяснить, какими же главными чертами состава должны отличаться липариты, непосредственно и кровно связанные с базальтами, рассмотрим химический состав липаритов в таких комплексах, где их "независимость" от базальтов полностью (или с наибольшей вероятностью) исключается. Составы таких липаритов и ассоциированных с ними базальтов приведены в табл. 1 и 2.

Остаточные стекла в толеитах. Не вызывает сомнений базальтовая природа остаточных интерстиционных стекол и кислых сегрегаций в толеитах. Исходя из задачи определить один из петрохимических эталонов ювенильного, базальтоидного кислого расплава, мы используем преимущественно примеры таких базальтовых тел или комплексов, которые распространены в областях, лишенных осадочно-метаморфической "гранитной" коры.

Масштабы проявления кислых контрастных по отношению к толеитовым базальтам и андезитам продуктов в этих случаях невелики. Наиболее обычно рассеяное в массе базальта интерстициальное и остаточное кислое стекло. Реже происходит сегрегация и обособление кислого материала в виде единичных даек и пластовых тел, в виде цемента в зонах продрабливания и т.д. Наконец, на некоторых территориях (Исландия) это — уже многократно проявленные кислые внедрения, суммарный объем которых на разных этапах достигает 10-20% от объема базальтов.

В последнее время выявлены ареалы кислой пирокластике в северо-западной части Тихого океана, связанные с центрами подводных извержений (Чайников, 1971). Среди кислых пеплов, преимущественно имеющих состава Na-K трахидацитов и липаритов (табл. 1, №5), широко распространены также и разности с преобладанием K над Na (3,4-4% K_2O и 2,1-3,5% Na_2O).

Кислое стекло в лунных базальтах. Установлены явления контрастного разделения в базальтовом веществе Луны, где обнаружены образцы брекчии базальта, сцементированного светлым веществом с составом "калиево-гранитной эвтектики", образец но-

Таблица 1

Химический состав остаточных стекол в базитах (в вес. %)

№ п/п:	Порода, район	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Кислые стекла - "несмешимый расплав" в образце базальта, "Луна-16" (\bar{x} 19)	76,1	0,7	10,6	3,6	0,18	1,7	0,8	5,0
2	Кислые стекла - результат расслоения остаточной жидкости в базальте, "Аполлон-11" (\bar{x} 33)	75,4	0,5	11,5	2,5	0,26	1,8	0,4	6,5
3	То же, "Аполлон-12" (\bar{x} 15)	76,3	0,7	11,5	3,0	0,07	1,6	0,14	6,7
4	Отщепление кислого стекла в норите, Луна	60,7	0,3	20,5	0,2	0,2	3,5	1,1	13,1
5	Кислые пеплы доковых извержений (северо-западная часть Тихого океана)	71,6	0,3	11,9	3,4	0,9	2,0	3,8	2,2
6	Кварцевый порфир серии Онвервахт, поле Барбертон	74,1	0,3	14	1,25	0,97	0,6	0,3	7,0
7	Остаточное стекло в базальтах	75,2	0,5	11,3	2,4	0,13	1	2,7	5,0
8	Остаточное стекло в андезитах	74,4	0,6	11,3	2,7	0,26	0,9	2,8	5,0
9	То же	75,1	0,5	11,2	3,2	0,37	1,3	3,2	4,1
10	Остаточное стекло в дацитах	76,3	0,3	11,6	1,4	0,17	1,1	3,3	3,9
11	То же	75,2	1,0	11,4	3,8	0,2	1,1	3,5	4,1
12	Остаточное стекло в толеитах (о-в Реньюн)	64,94	1,12	13,92	2,82	1,88	0,12	3,88	3,76
13	Остаточное стекло в толеите, Гавайи	78,5	0,4	11,0	1,30	0,04	0,14	3,1	5,51
14	Остаточное стекло в андезите, о-в Уайт	75,3	0,6	13,0	2,7	0,3	1,1	2,6	3,7

1-3 - Poedder, Weiblen, 1972; 4 - Klein, 1972; 5 - Чайников, 1972; 6 - Niekerk, Burger, 1969; 7-11 - Lowder, 1970; 12 - Upton, 1971; 13 - Evans, Moore, 1968; 14 - Black, 1970.

рита с остаточным К-стеклом, включения кислого стекла в оливине базальтов.

Многочисленны следы контрастного расщепления базальтового расплава в образцах, доставленных "Луной-16": в оливине и ильмените изучены включения расплавов на разных стадиях дифференциации - от базальтового до кислого калиевого (низкожелезистого) риолита; в породах описаны продукты ликвации на жидкости пироксен-железистого и риолитового составов (Roedder et al., 1972). В этих же пробах обнаружены продукты кристаллизации ультрабазитовой магмы (Hollister, Kulick, 1972).

К концу 1972 г. опубликовано более 60 результатов анализов (микропроб) из этих кислых стекол (табл. 1, №1-4). Обычно это бесцветные, с низким преломлением "капли" в мезостазиесе порфировых базальтов. Они ассоциированы с такими же каплевидными обособлениями темного железистого основного стекла, и подобная ассоциация считается результатом ликвации. Часто кислое стекло образует сетку включений вдоль наружных зон выделений плагиоклаза или обособления в кристаллах оливина и ильменита. Появление К-Na липаритов в одних случаях вызвано ликвацией, расщеплением базальта на кислую и ультраосновную части, в других - кислый и богатый щелочами, особенно калием, остаток появляется в ходе кристаллизации, поскольку Si, K, Rb и некоторые другие элементы лишь в незначительной степени входят в минералы ранних генераций; другая группа элементов, как показано для никеля, хрома, меди (Гущин, 1971), наоборот, резко, практически полностью уходит в ранние кристаллические фазы (фиг. 1).

В результате прерывистой, контрастной кристаллизации или ликвации появляются продукты, которые можно назвать "рафинированными" - настолько они лишены того, что принято называть "базальтовой спецификой", контрастны по отношению к родоначальным (в полном смысле слова) базальтам. Следует подчеркнуть, что сходные остаточные продукты возникают при кристаллизации как базальтов, так и андезитов (см. табл. 1). Поэтому мы предполагаем, что контрастные серии могут появляться и в связи с первичным базальтовым, и в связи с первичным андезитовым вулканизмом - как и в тех случаях, когда базальты и андезиты связаны в единой серии.

Здесь и далее значительное внимание уделено калиевым кислым составляющим контрастных комплексов, так как возможность их генетической связи с базальтами наиболее часто отрицается исследователями с позиций здравого смысла. Натровые липариты также известны в составе подобных комплексов. Механизмы и условия появления и разделения натровых и калиевых липаритов в ассоциации с однотипными базальтами составляют отдельную проблему, которая здесь не рассмотрена.

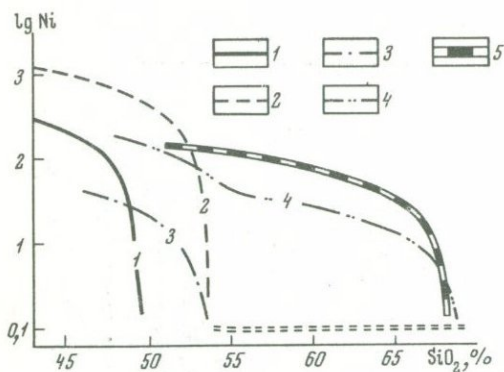
Известно, что в исключительных условиях - при резком падении общего давления в ходе кристаллизации (Kushiro, 1970), при возрастании PC_2 (Upton et al., 1971) объем стекловатого остатка до-

Таблица 2

Интрузии и обособления кислого стекла в телах толеитов, кислые тела в толеитовых комплексах (в вес. %)

№ п/п	Порода, район	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	Латит, дайка в базальтовом пласте	67,55	-	14,74	1,39	2,63	0,58	1,64	4,29	5,58
2	Риолит, жила в диабазовой дайке	72,07	-	12,91	0,77	1,52	0,07	1,94	2,41	5,91
3	Обособление кислого стекла в диабазе, Кинкелл	73,0	-	13,2	1,1	1,6	0,5	2,8	2,6	4,6
4	Риолит, жила в диабазе, Портье	73,2	-	13,1	0,8	1,6	0,1	2,0	2,5	6,0
5	Риодациты, жила в базальтах, Гавайи	66,78	-	15,69	1,48	1,4	1,28	2,61	4,5	3,6
6	Цемент базальтовой брекчии, Луна	71,3	-	11,5	-	6,1	0,2	2,4	0,2	6,6
7	Риодациты в трапах о-в Сальсет (Бомбей)	65,26	-	12,65	3,73	3,27	0,38	2,40	3,62	4,28
8	Латиты Лебомбо (среднее из 15)	67,2	0,7	13	4,7	1,9	0,7	2,6	4,3	4,4
9	Риолиты Лебомбо (среднее из 10)	74	0,3	12,5	2,5	1,0	0,24	1,25	3,0	5,0
10	Риолит кольцевых тел, Нуанетси (среднее из 10)	73,9	0,3	12,5	2,4	0,7	0,27	0,9	3,1	5,6
11	Риолит кальдеры Айленд-Парк (среднее из 7)	76,1	0,2	12,4	1,3	0,3	0,07	0,6	3,3	5,1
12	Риолиты, Йеллоустон (среднее из 8)	76,4	0,13	12,2	0,9	0,6	0,13	0,4	3,3	4,9
13	Риолит, шток в протерозойских базальтах трога Лабрадор	72,3	0,2	12,6	4,7	0,6	<0,5	0,1	2,9	5,1
14	Гранофиры, обособленные в теле базальтов трога Лабрадор	66,5	0,6	9,5	2,9	8,1	1,8	4,1	3,75	0,05
15	Липариты Зауралья	71,9	0,3	15,5	1,8	1,6	0,5	0,7	2,2	5,2

1-4 - в долеритах Карру (Уокер, Польшерварт, 1950); 5 - Upton, 1971; 6 - Drake, 1970; 7 - Naganna, 1966; 8-10 - Cox, 1965; 11-12 - Hamilton, 1965; 13-14 - Dimroth, 1970; 15 - Архангельский, Иванов, 1968.



Фиг. 1. Распределение содержания никеля в некоторых сериях вулканических пород (Гущин, 1971)

1 - океанические щелочные базальты, их производные; 2 - океанические толеитовые базальты, их производные; 3 - пиконитовые серии; 4 - гиперстенные серии; 5 - гипотетические базальт-дацитовые смеси

стигает 5-15% от объема породы. Правда, условия, приводящие к обособлению максимальных объемов контрастного остатка (в этом случае, может быть, уместнее представление о расщеплении), приводят одновременно и к его быстрому затвердеванию, "схватыванию", препятствуют его существованию или удалению в жидком виде. Лишь в немногих толеитовых телах отмечались сегрегация и перемещение кислых продуктов, образующих линзы и пластовые интрузии стекла, выклинивающиеся риолитовые дайки, цемент в зонах дробления базальтов. И в этом случае они сохраняют отмеченные черты состава - контрастность по отношению к вмещающим базальтам, значительную щелочность, часто преобладание К над Na.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОТНОШЕНИЯ ПОРОД В КОНТРАСТНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Из сказанного следует, что петрохимические черты кислых пород, входящих в состав контрастных субвулканических комплексов, не противоречат представлению о их генетическом единстве с базальтоидами. Такое представление возникает при рассмотрении геологических соотношений кислых и основных пород в этих ассоциациях.

Так, например, в Приморье основные изверженные породы - габбро-свиты даек порфиров, андезитовые и базальтовые вулканические постройки, а также немногочисленные комплексы ультрабазитов - размещаются неравномерно среди преобладающих, широко распространенных кислых вулканитов и гранитоидов. Все они независимо от возраста или принадлежности к той или иной магматической серии сосредоточены в нескольких линейных ареалах, образуя "фемические пояса" широтного и меридионального простирания. Широтные пояса имеют в поперечнике 40-60 км, меридиональные - более узкие и скрытые. Именно в пределах таких сквозных фемических поясов, а не в обширных ареалах разновозрастных кислых вулканитов, образующих геологический фон, и локализованы те продуктивные контрастные магматические комплексы Приморья, кислые тела которых отли-

чаются богатством кремнекислоты, калия, летучими и разнообразными рудными примесями. В качестве примеров укажем калиевые риолиты и трахидациты Кавалеровского оловорудного поля, андезит-липаритовые и габбро-граносиенитовые комплексы полиметаллических месторождений Дальнегорской группы и др.

Внедрение кислых и основных тел в составе таких комплексов происходит неоднократно, причем нередко две-три и более фаз однотипных базальтоидов сменяются несколькими фазами внедрения липаритов, и наоборот. Время становления таких многофазных контрастных комплексов 4-5 млн. лет. Описываемые контрастные ассоциации вулканитов, формирующиеся в сквозных линейментах и их узлах в периоды тектоно-магматической активизации (в частности, магматические комплексы рудных районов Приморья), по геологическим и вещественным признакам близки субвулканическим ассоциациям, формирующимся в связи с контрастными вулканическими формациями базальтоидного типа, как геосинклинальными, так и платформенными. Покажем это на некоторых примерах.

Инициальные контрастные вулканические ассоциации. К числу самых древних известных разрезов материковой коры принадлежат вулканические серии базальт-липаритового, андезит-липаритового и ультрабазит-базальт-липаритового составов в Южной Африке, Канаде, Западной Австралии. Вулканические толщи мощностью 10-15 км заполняли линейные трог, заложенные на очень тонкой базальтоидной "протопланетной" коре.

Так, в пределах зеленокаменного пояса Барбертон в Юго-Восточной Африке (Viljoen, 1970) офиолитовые формации основания мощностью около 6 км сложены толщами ультраосновных лав, перемежающихся с примитивными базальтами, кислыми туфами и фельзитами. Возраст вулканитов 3,6-3,4 млрд. лет. Осадочные отложения здесь отсутствуют. Кислые эффузивы в главной массе приурочены к средней части разреза, где ассоциируют с базальтами; выше, в толще ультраосновных и основных лав, многочисленны экструзии кислого состава.

Необычные по масштабам мощные и протяженные потоки ультраосновных лав так же, как и своеобразный состав примитивных базальтов - "коматитов"¹, отличающихся избытком Mg и относительно малыми содержаниями Ti, Al, Fe и щелочей, свидетельствует, по мнению Вильджона, о весьма тонкой и проницаемой коре в период излияния начальных эффузивов пояса. Фельзиты и кварцевые порфиры самых древних потоков в поясе Барбертон имеют состав калиевых липаритов (табл. 1, №6).

Такое же строение имеют нижнеархейские зеленокаменные пояса Канады. Для них характерны обилие ультраосновных вулканитов как в основании, так и в верхах разрезов, многократная перемежаемость базальтов и андезитов с липаритами. Преобладают натровые липариты

¹ По р. Комати, Юго-Восточная Африка.

ты, но в некоторых участках поясов распространены калиевые, богатые летучими лава и субвулканические кислые тела (районы Киркленда, Тиммингса). Вулканиды прорваны штоками и сериями даек; причем в составе таких субвулканических комплексов присутствуют разнообразные породы — от дунитов и перидотитов до гранит-порфиров и редкометалльных пегматитов, но преобладают кварцевые монциты и диориты. Вулканические и субвулканические ассоциации пород в инициальных нижнеархейских вулканических поясах можно отнести к глубинным, "ювенильным", так как кислые вулканиды этих ассоциаций формируются ранее первых осадочных горизонтов граувак до массового внедрения нижнеархейских гранитов с возрастом 3,4–3,2 млн. лет.

Важно отметить структурную позицию поясов ранних контрастных вулканидов. Как правило, такие пояса являются звеньями трансрегиональных сквозных линеаментов. Такие линеаменты и в дальнейшем сохраняют специфику магмогенерации, поскольку вслед за контрастными вулканическими толщами в их пределах формируются разновозрастные расслоенные интрузивы и сопровождающие их тела перидотитов, габброидов, гранофилов. Так, в частности, известные расслоенные тела — Дулут, Садбери, Стилуотер — размещаются в том же широтном линеаменте, с каким связана и главная масса нижнеархейских контрастных вулканидов Канады.

Главные геологические особенности описанных инициальных контрастных вулканических ассоциаций сохраняются и у контрастных базальтоидных формаций платформ.

Контрастные вулканические ассоциации в областях массовых излияний базальтов. Среди вулканических толщ, распространенных на площадях со зрелой, сиалической материковой корой, геологически наиболее тесно связаны с базальтами кислые вулканиды трапповой и плато-базальтовой формаций. Обычно заметно подчиненные базальтам по объему, липариты в этих случаях образуют потоки лав и игнимбритов, сложные субвулканические тела линейного, а чаще кольцевого (центрального) типа. Контрастные комплексы сосредоточены в верхней трети базальтового разреза или завершают его. Классическими районами развития плиоцен-четвертичной базальт-липаритовой вулканической ассоциации являются Йеллоустон, бассейн Снейк-Ривер и особенно кальдера Айслэнд-Парк в США (Hamilton, 1965). Последовательность внедрения позволяет предполагать существование контрастных расплавов в одной камере. Однородные по химизму оливиновые базальты и кали-натровые липариты, слагающие ассоциацию (табл. 2, №11–12), Гамильтон считает результатом расслоения толеитов.

В Центральной Словакии последовательность извержений, сформировавших контрастную вулканическую толщу, такова: риолит-андезит-риолит-андезит-андезит-риолит-базальт-базальт-базальт. Обширной областью распространения контрастных комплексов среди траппов (T_{1-2}) является Зауралье. Там описана толща, состоящая на

80% из базальтов, с маломощными риолитовыми потоками в первой трети и более мощными риолитовыми накоплениями в верхах разреза, которая достигает мощности 1-1,5 км и занимает площадь в несколько тысяч квадратных километров.

Траппы заполняют десятки грабенов размерами до 20 × 200 км, простирающие которых не вполне строго подчиняется структурному плану Урала. В некоторых линейных структурах (Кушмурун, Синара, Буланаж) среди базальтов появляются маломощные покровы риолитов, скопления их туфов, дайки, куполы, составляющие редко более 5-10% разреза. Состав риолитов показан в табл. 2

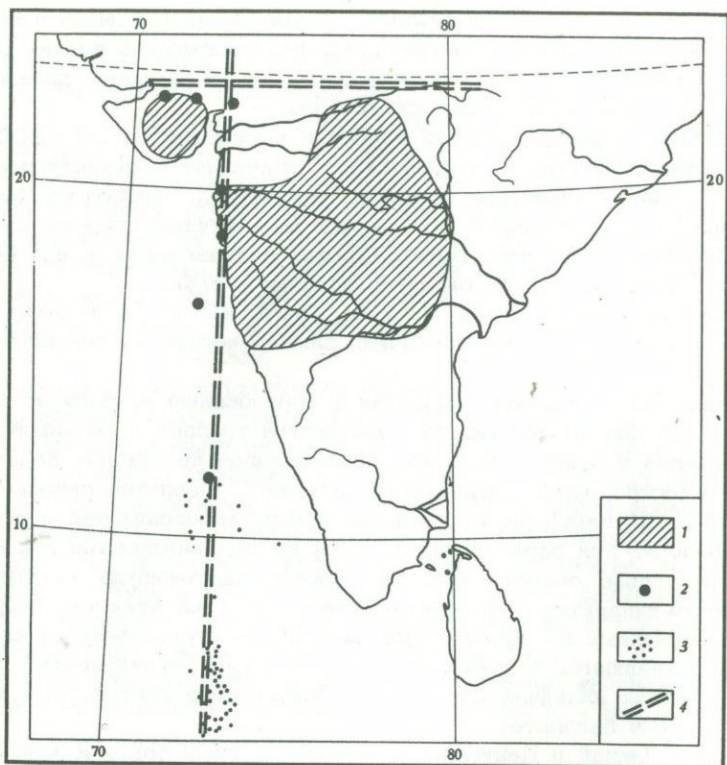
Локализация контрастных комплексов в базальтовых провинциях является очень важной чертой их геологической позиции.

Несмотря на то, что тенденция к образованию кислого остатка характерна для подавляющего большинства траппов и толеитов плато, обособление и концентрация кислых расплавов происходят далеко повсеместно. Прохождение огромных масс базальтов сквозь "гранитный слой" платформ и скопление субвулканических тел в осадочной оболочке при образовании траппов не сопровождаются выплавлением не только сопоставимых, но даже сколько-нибудь заметных количеств липаритов. Контрастные комплексы на этих территориях резко подчинены по объему; причем наиболее существенным явлением представляются в этих случаях отсутствие "ареальности" липаритов, четкая линейная или узловая фокусировка контрастных комплексов среди базальтов.

Так, в Южной и Центральной Африке площадь более 2 млн. км² была покрыта толщей базальтов или вмещала тела долеритов формации Карру (Сох, 1970). Появление контрастного комплекса в этой формации приурочено к протяженной меридиональной тектонической структуре - границе моноклинали Лебомбо в юго-восточной части материка.

Вулканический пояс Лембомбо вмещает лавовую и субвулканическую ассоциацию пород формации Карру. Ее формирование началось излияниями базальтов и лимбургитов, затем произошли извержение и внедрение риолитов и гранофиров, сформировавших горный гребень, и вновь излияние базальтов (Уокер, Польшерварт, Кокс). Контрастный пояс Лебомбо протягивается с юга на север на 660 км, соприкасаясь севернее с провинцией вулканитов и кольцевых комплексов Нуанетси, также принадлежащих формации Карру, а еще далее к северу продолжается риолитовыми и щелочными комплексами Лупата-Малави и системой диабазовых даек.

Траппы Декана, сформировавшиеся в главной массе в третичное время, занимают площадь более 500 тыс. км². Породы отличаются большим однообразием химического состава как на площади, так и в разрезе. Дифференцированные различия траппов и ассоциированные с ними риолиты сосредоточены в меридиональной линейной зоне - так называемой Бомбейской флекуре (фиг. 2). Выходы базальтов и липаритов прослеживаются и в пределах ряда мелких



Фиг. 2. Размещение контрастных вулканических комплексов среди траппов Деккана (Индия)

1 - площади распространения траппов; 2 - контрастные базальт-липаритовые комплексы; 3 - мелкие острова - вершины подводного хребта; 4 - линейные зоны нарушений

вулканических островов, размещающихся на океаническом хребте Чагос. Сохранившаяся в центральных частях Индии мощность трапповой толщи (100-200 м) увеличивается в Бомбейском линейаменте до 2 тыс. м. Наряду с толеитами в основании разреза при бурении в этой зоне обнаружены щелочные базальты, ультраосновные - пикритовые разности, а также риолиты, фельзиты, обсидианы, относимые исследователями к остаточным базальтоидным магмам (Bose, 1972). В других регионах контрастные комплексы приурочены к тектоническим узлам или возникают в связи с заложением линейаментов.

Описанный среди траппов Таймырского прогиба базальт-риолитовый комплекс Так-Киряка-Тас и ассоциированный с ним контрастный пироксенит-габбро-граносиенитовый интрузив приурочены к узлу пе-

ресеечения протяженных разломов и к длительно существующему вулканическому каналу (Равич, Чайка, 1956; Ковалева, 1971).

Кольцевые контрастные интрузивы Британской третичной провинции — Скай, Мулл, Арран и т.д. — размещаются в краевой части базальтового плато в узлах пересечения протяженных серий диабазовых даек. В большинстве случаев для интрузий характерны положительные гравитационные аномалии, указывающие на концентрацию в этих точках тяжелых базальтовых масс. Ряд аналогичных кольцевых аномалий обнаружен за пределами суши, и они рассматриваются как признаки подводных интрузий центрального типа (Bullerwell, 1972).

Сходная картина наблюдается и в тех случаях, когда контрастные комплексы размещаются среди базальтов, формирующихся на океанической коре.

В голоценовых осадках северо-западной части Тихого океана выявлены ареалы кислой пирокластики, фиксирующие точки подводных извержений (Чайников, 1971). Различаясь между собой по принадлежности к петрографическим сериям (гиперстеновой, авгитовой и т.д.), эти ареалы имеют ряд важных общих черт: они включают разности липаритовые, трахидацитовые и базальтовые, т.е. являются контрастными, и размещение их связано с блоковой тектоникой дна, так как эти ареалы приурочены к узлам пересечения северо-восточного линеамента с отрезками широтных границ, разделяющих контрастные морфоструктуры дна (океанические котловины и возвышенности).

Не обнаруживают ареального распространения и риолиты Исландии. Базальты там редко сопровождаются даже андезитовыми дифференциатами, а все кислые продукты сосредоточены в центральных вулканических постройках и сопровождаются ареалами гидротермальных изменений (Баскина, 1971).

Поскольку в областях ареального базальтового магматизма (которые трактуются как области "проплавления") контрастные комплексы появляются лишь в отдельных звеньях или узлах глубинных линеаментов, появление кислых расплавов приходится связывать не с ареальными процессами в кровле базальтовой "колонны", а с процессами, присущими лишь некоторым тектоническим структурам. В сущности, зоны и узлы распространения контрастных комплексов в базальтовых ареалах трассируют "глубинные" структуры так же, как пояса базальтов в ареалах распространения сапических пород.

Связь центральных комплексов и свит даек контрастного состава с базальтовыми ареалами установлена для траппов Южной Африки, плато-базальтов Колумбии, толеитов и диабазов Британской третичной провинции и т.д. Миоцен-плиоценовые контрастные вулканы горы Сан-Хаун (связанные тектонически с рифтообразованием в Рио-Гранде) в соседнем блоке Элк сопровождаются одновременными и перемежающимися в той же последовательности мафическими дайками и штоками щелочных гранитов.

Контрастные вулканы пояса Лебомбо (Южная Африка) у северного окончания пояса, в провинции Нуанетси, прорваны серией коль-

девых тел, в составе которых в сложной последовательности многократно перемежаются габброиды, диабазы, фельзиты и гранофиры, петрохимически близкие вулканитам Лебомбо (Сох, 1965). Для части габбровых тел в составе этих кольцевых интрузий характерна дифференциация на месте, а образовавшиеся при этом гранофиры петрохимически не отличимы от гранофиров поздних фаз внедрения.

В кольцевом комплексе Масукве Кокс описывает такой порядок внедрения: микрогаббро – внутреннее габбро – дифференцированное (на месте) габбро – гранофировое тело Ханиани – оливиновые гипериты – главные гранофиры и микрограниты – гранофиры – гранофиры и граниты – базальты. В северо-западной части Дамараленда, близ границы поля контрастных лав Каоковельда, в пределах линеймента восток-северо-восточного простирания, располагается ряд кольцевых интрузивов. Интрузивы сложены перемежающимися внедрениями габбро и гранофиров, по возрасту и составу аналогичных покровам эффузивного комплекса (Хоутон, 1966); более поздние кольцевые интрузивы в лавах сложены щелочными гранитами, сиенитами, фсяитами, кварцевыми порфирами. Иногда толеитовые и щелочные комплексы образуют там изолированные тела.

В поле трапшов Декана ланколитоподобный плутон Мундвара сложен комплексом пород от ультраосновного до кислого и щелочного составов и пересечен разнообразными сериями радиальных и концентрических даек. По возрасту (56 млн. лет) комплекс аналогичен поздним фазам излияния трапшов (Subrahmanyam, 1972).

Внедрение всех фаз сложных центральных комплексов часто происходит в очень короткие промежутки времени, что устанавливается по результатам палеомагнитного анализа (Британский третичный комплекс – Bullerwell, 1972) или K-Ar датирования. В Австралии описаны серия миоценовых контрастных лав и сопровождающий ее кольцевой интрузивный комплекс, сложенные толеитами, риолитами, трахитами, долеритами и гранофирами, где все изверженные тела сформировались за период 4 млн. лет (Stevens, 1971).

Для липаритов таких контрастных серий, как легко видеть из табл. 2, характерны довольно широкие вариации составов, часто заметное отклонение их от рассмотренных ранее в табл. 1 ювенильных липаритов, не обособленных от базальтов.

Механизмы обособления и сегрегации кислых расплава в контрастных комплексах, по-видимому, разнообразны. Ряд геологических признаков – обычные интрузивные соотношения кислых тел с вмещающими их основными, гомодромный или смешанный (но, как правило, не антидромный) порядок внедрения, стабильность состава базальтов во времени, многократная повторяемость внедрений с "незакономерной" сменой или, наоборот, устойчивостью составов кислых фаз – свидетельствует, что процесс не ограничивается непосредственным накоплением камерных дифференциатов, продуктов "расщепления" и т.д.

Иногда можно проследить различные стадии обособления кислого материала. Так, Хоутон (1966) приводит неопубликованные данные

Е. и В. Горских, которые, изучив тысячу образцов базальтов пояса Лебомбо, описывают постепенную "риолитизацию" базальтов — сегрегацию кислого материала в виде пятен, линз, прожилков; причем это сопровождается минералогическими превращениями (замещение авгита клиноэнстатитом и т.д.). Однако главная масса кислых пород пояса Лебомбо—Нуанетси представлена интрузивными и экструзивными телами в базальтах, а также потоками лав.

В одной из "великих толеитовых даек" — дайке Бинериньи в юго-западной Австралии — содержится множество мелких кислых тел, пятен, скоплений. Их общий объем не превышает 5% (соответствуя примерно объему обогащенных Mg пород в краевых частях дайки). Часть кислых сегрегаций содержит ранние плагиоклазы, те же, что и во вмещающих габбро, и рассматривается как продукт расслоения и накопления остаточных жидкостей; другая часть образует тела липаритов и гранофиров несколько иного состава, внедренные в не полностью застывшие габбро (McCall, Peers, 1971).

Важно отметить, что как во всех описываемых случаях, так и в других аналогичных (например, в Великой Дайке Родезии) скопления кислых тел не выходят за пределы конкретных тел толеитов или их толщ и, как уже отмечалось, в своем размещении контролируются ведущими региональными дизъюнктивными линейментами и узлами. Поэтому предполагается, что распространенным механизмом накопления геологически обособленных кислых продуктов могут быть многократное плавление и сегрегация рассеянного остаточного вещества в зонах длительной и интенсивной эндогенной проработки. Состав таких перемещенных продуктов более разнообразен, чем состав собственно интерстиционного вещества, но и субстрат, и агенты мобилизации в данном случае являются ювенильными.

Вещественные признаки и происхождение липаритов.

Мы рассмотрели ряд примеров базальт-липаритовых ассоциаций разного ранга, в которых кислые продукты можно с наибольшим основанием считать родственными базальтам — либо выплавками того же субстрата, что и базальты, либо отщеплениями базальтов, сохраняющимися на месте или мобилизованными и перемещенными.

Образующиеся при этом базальт-липаритовые серии предлагается называть моногенными. Липариты в таких сериях часто отличаются весьма контрастным по отношению к базальтам, "рафинированным" составом, преобладанием K над Na. И по химическому, и по минеральному составу и облику они часто не отличимы от кислых вулканитов, геологически не связанных с базальтами. Так, кислые стекла в лунных базальтах кристаллизуются в агрегат тридимита, калиевого полевого шпата, апатита и ильменита, а ассоциированные с ними более крупные кристаллы фаялита, как предполагается, растут из обособлений основного железистого расплава. Самые древние из известных кислых лав, ассоциированных с базальтами (пояс Барбертон), сложены риолитами и фельзитами со слабой флюидалностью; лавы содержат фенокристы серицитизированных плагиоклазов и микрофенокристы корродированного кварца в девитрифицированной

массе, сохранившей реликты перлитовых трещин и сферолитов. Акцессорные минералы – циркон трех типов, барит, апатит, корунд, сфен, флюорит, сфалерит, арсенопирит, борнит, пирит и самородная медь.

Риолиты Лебомбо – красные, зеленые и лиловатые с тонкой флюидальностью, часто порфировые, со сферолитовым сложением. Обычны в составе толщи темные обсидианы. Во вкрапленниках отмечены андезин, ортоклаз, кварц, авгит. Гранофиры кольцевых комплексов Нуанетси при близком химическом составе чрезвычайно разнообразны фашиально, в них обычны микроструктурные переходы от стекла до гранита. Риолиты Йеллоустона – Айлэнд-Парка, также очень разнообразные внешне, однородны по химическому и минеральному составам, содержат вкрапленники санидина и кварца, олигоклаза, редко цветных минералов.

Имеется ряд геохимических и петрографических признаков ювенильной или базальтоидной природы, кислых составляющих в описанных контрастных комплексах.

Породы некоторых ультраосновных потоков в поясе Барбертон сохраняют следы расщепления и содержат округлые выделения лейкократового состава (пл.гиоклаз, кварц и карбонат), которые на несколько процентов богаче по сравнению с вмещающими лавами SiO_2 . При экспериментальном плавлении стекла из этих обособлений и вмещающей массы не смешивались (Ferguson, Currie, 1972).

Кислые лавы пояса Лебомбо, как считает Мэнтон, основываясь на результатах изотопного анализа стронция, имеют мантийный источник (Woolley Garson, 1970). Из отношений радиогенного Rb и Sr сделан вывод и о подкоровом источнике риолитов Йеллоустона и Айлэнд-Парка (Hamilton, 1965).

Геохимическая специфика риолитов Гласс-Маунтин – бедность их Ba и Sr, высокая степень фракционирования этих элементов, изотопные составы Sr и Rb – приводит к выводу, что родоначальными для них явились магмы основные или ультраосновные с высоким содержанием Sr и щелочей (Noble et al., 1972).

Многие риолитовые пеплы дна Тихого океана, несмотря на сравнительно высокое (3–4%) содержание K_2O , имеют K/Rb 1200–1400, т.е. такое же, как в океанических толеитах.

Примеры состава кислых пород в контрастных комплексах, связанных с траппами и плато-базальтами, приведены в табл. 2. Важной особенностью таких комплексов является обычная приуроченность к зонам их распространения (и обычно только или главным образом к этим зонам) также и ультраосновных составляющих базальтовых серий. Так, в местах распространения контрастных лав в формации Карру (западный Базутоленд, Каоковельд, Лебомбо) встречены лимбургиты, пикриты, богатые оливином океаниты и т.д. Комплекс ультраосновных пород и оливиновых базальтов вскрыт при бурении в Бомбейской флектуре.

Наличие комплементарной триады ультраосновные породы – базальты и (или) андезиты – липариты заставляет предполагать, что

и в этих случаях имеет место единый процесс магмогенерации для всего ряда пород — от ультраосновных до кислых.

Как и в предыдущих случаях, локализация контрастных вулканических формаций в трапových областях контролируется системами протяженных сквозных линейментов.

Зоны развития контрастных вулканитов по тектоническому режиму отличаются от других проницаемых зон в тех же базальтовых провинциях и часто сохраняют тектоническую активность донине.

Так, сравнение составов базальтов и долеритов Карру из разных участков их распространения (Rhodes, Krohn, 1972) показало, что основные породы пояса Лебомбо богаче других Ti, K и P и беднее Al, Mg и Ca, в чем цитируемый автор видит признак выплавления этих базальтов при относительно больших давлениях (или, соответственно, на больших глубинах).

Тепловой поток в Бомбейской флекуре равен $2,03 \pm 0,3$ мкал/см²сек, (Bose, 1972) т.е. превышает значение в осевых частях срединно-океанических хребтов.

В области размещения центральных комплексов Британской третичной провинции установлены крупная линейная электропроводящая зона северо-восточного простирания, сопровождающаяся тепловым потоком, более высоким, чем в остальной части Британских островов — $1,9$ мкал/см⁻²сек (Bullerwell, 1972).

Итак, контрастные вулканические формации трапových областей имеют ряд общих геологических особенностей с теми контрастными вулканическими формациями, которые образуются в инициальных, нижнеархейских вулканических трогах, и рассматриваются как формации ювенильные, поскольку они связаны с начальными этапами роста континентальной коры. Эти особенности — локализация в линейных сквозных зонах, пространственная и возрастная ассоциация базальтоидов и липаритов с ультрабазитами (комплементарные триады), появление на всех этапах развития наряду с натровыми кали-натровых и калиевых липаритов. С вулканическими толщами в обоих случаях связаны контрастные субвулканические комплексы — свиты даек, многофазные штоки, интрузивы центрального типа. Состав пород в таких комплексах более пестрый, чем состав ассоциированных вулканитов, и очень близок во всех описываемых формациях.

Все перечисленные признаки в равной мере характерны для тех контрастных субвулканических и вулканических комплексов, которые формируются в периоды активизации в областях с различным геологическим строением. По вещественному составу эти ассоциации, контрастные или содержащие "пестрый" набор пород, варьируют от ультраосновных до ультракислых. Они во многом аналогичны субвулканическим составляющим инициальных контрастных вулканических толщ. Среди кислых пород, как правило, присутствуют разно-сти, богатые калием, летучими и рудными примесями. Петрохимические черты сближают эти породы с "рафинированными" кислыми магмами — продуктами расщепления или кристаллизационной дифференциации базальтов. Такие кислые тела имеют наиболее тесную

структурную и возрастную связь с базальтоидными составляющими комплексов.

Исходя из сказанного, мы предполагаем, что магматические серии, образующие такие комплексы, несмотря на контрастный состав, являются моногенными, т.е. кислые продукты не коровые, а ювенильные. Предполагаются различные механизмы накопления кислых расплавов: ликвация основных и ультраосновных магм; селективное плавление базальтоидов, претерпевших контрастную кристаллизацию; "контрастное" плавление мантийного вещества. Последнее предположение согласуется с результатами петрологических экспериментов Бенема, Грина, Йодера, Кусиро, Уилли, Хитарова и ряда других исследователей. Ими показано, что при высоких давлениях в процессе более или менее полного плавления основного или ультраосновного вещества в зависимости от содержаний воды наряду с основными и андезитовыми появляются кислые расплавы.

Размещение моногенных контрастных серий контролируется трансрегиональными зонами сквозных нарушений и узлами их пересечения. Поэтому предлагается рассматривать такие серии как главную составляющую магматических формаций сквозных линеаментов. Это многофазные контрастные серии, в которых и кислые, и основные члены в значительной мере сохраняют петрохимическую стабильность; и лишь если отвлечься от реального, "произвольного" порядка внедрения, то легко обнаружить, что петрохимические и геохимические параметры всех составляющих комплексы пород связаны линейными зависимостями (Carmichael, 1964; Sheridan, 1971) и выражены трендами, обычными для трендов базальтовой дифференциации.

Основываясь на сходстве геологических отношений внутри комплексов и петрохимической аналогии между липаритами, можно предположить, что многие контрастные вулканические комплексы, формирующиеся в связи с различными процессами тектоно-магматической активизации, имеют моногенную природу. Таковы, по-видимому, вулканы ряда блоков в поперечных палеогеновых грабенах Янского плато (Охотский пояс) и Сихотэ-Алиня, в триасовых грабенах Зауралья, в зонах континентальных рифтов Северной Америки (Сперанская, 1962; Баскина, 1971; Gilbert et al., 1968), во многом аналогичные, в частности, комплексам третичных и современных центральных вулканов Исландии.

На Урале, в Зауралье, в Охотском поясе с липаритами этих серий, даже наиболее калиевыми, связана минерализация Pb, Ba, F, Mo, Cu, Fe, реже Au и Si - Sn.

В вулканическом поясе Сихотэ-Алиня эффузивные, преимущественно кислые толщи мела - палеогена, имеющие ареально-блоковое распространение, сменяются в позднем палеогене комплексами базальтов и субщелочных кали-натровых липаритов, часто контрастными, размещенными в линейных поперечных структурах и в отдельных узлах таких структур обычно в форме изолированных слож-

ных субвулканических тел. Резкое сужение ареалов распространения, возрастающая геологическая (структурная и временная) корреляция с базальтами — все это скорее опровергает, чем подтверждает распространенное представление о послемеловых калиевых липаритах Сихотэ-Алиня как о камерных дифференциатах более ранних кислых ареальных очагов. Более вероятно, что мы здесь сталкиваемся с примерами генетически связанных базальт-липаритовых комплексов, появляющихся на стадии образования относительно "жесткой" коры.

Липариты и гранит-порфиры в этих ассоциациях наиболее богаты К, со специфической "поликомпонентной" минерализацией, включающей В, Ва, У, Рb, Zn, Sn, W, Be (Баскина и др., 1971), отличаются сильными вариациями К/Rb, ассоциируют с базальтоидами в пределах линейных или узловых комплексов — например, меридиональная зона андезитов, базальтов и "минерализованных" гранит-порфиров р. Ахобэ, комплекс габбро-гранит-порфиров пади Николаевской (Баскина, 1965), периферия базальтового свода в верховьях р. Кузнецовой и т.д.

Тесная структурная ассоциация базальтов и липаритов — черта, общая для моногенных контрастных вулканических комплексов, в том числе для субвулканических и интрузивных комплексов центрального типа консолидированных областей, а также зон и узлов контрастных даек и "малых интрузий" в рудных полях.

ПОЛИГЕННЫЕ КОНТРАСТНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Мы не рассматриваем в работе тот наиболее общий случай контрастных вулканических ассоциаций, появление которых можно, по-видимому, считать результатом "механического", структурного совмещения кислых и основных внедрений на стыке площадей с базитовым и кремнекислым вулканизмом. Предпосылкой широкого распространения таких ассоциаций служат блоковое строение коры и различия в стадиях геологического развития блоков (включая тип вулканизма) на рассматриваемых отрезках времени.

Такие контрастные вулканические ассоциации, отражающие латеральную зональность геологических структур, можно было бы называть полигенными или смешанными. Образующие их кислые и основные тела появляются в результате "независимых" геологических процессов и отличаются разнообразными сочетаниями в отношении сериальной принадлежности и вещественных характеристик. Как частный случай они могут заключать и охарактеризованные выше комплексы. Известны полигенные контрастные формации всех рангов.

Общим геологическим признаком таких ассоциаций является их развитие в структурах ячеистого типа, где кислые продукты формируются в относительно более изометричных и стабильных блоках, а базальтоиды — в ограничивающих или рассекающих их системах линейных блоков. Характерны также латеральные переходы от смешанных ассоциаций как к собственно базальтоидным, так и к липаритовым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе затронуты некоторые стороны проблемы контрастных формаций. Выявлены и рассмотрены признаки тех контрастных магматических серий, в которых кислые составляющие целиком или большей частью произошли из вещества базальтов и могут считаться ювенильными. Показано, что, чем теснее связаны кислые отщепления с материнским (базальтовым или андезитовым) субстратом, тем более "рафинированными", т.е. богатыми Si и K, бедными Mg, Ti, Ca, они оказываются. Сегрегация, перемещение, концентрация кислых продуктов в виде обособленных тел и фаз внедрения приводят к расширению вариаций их составов, в первую очередь содержаний щелочей, кальция и воды.

Контрастные формации в областях массовых излияний базальтов приурочены к структурам, являющимся звеньями трансрегиональных (Лебомбо-Мозамбик), планетарных (Чагос-Бомбейская флексура) линеаментов или их узлов (Британская провинция, Исландия). Предполагается, что контрастные формации такого типа поступают с больших глубин, чем массы базальтов ареального распространения. Перечисленные структуры сохраняют тектоническую активность до сих пор, о чем можно судить по аномалиям геофизических полей. Сходны с базальтоидными по структурной позиции и петрохимии кислых составляющих контрастные формации, которые появились в раннем архее в качестве первых обособлений континентальной коры (Барбертон), а также ареалы контрастного голоценового, подводного вулканизма (северо-западная часть Тихого океана). Таким образом, далеко не всегда присутствие сиалической коры является необходимой предпосылкой для появления значительных масс кислых вулканитов.

Рассмотрен вопрос о формационной принадлежности и сериальном составе контрастных вулканических и субвулканических комплексов, формирующихся в периоды тектоно-магматической активизации (локальные вулканические постройки, свиты даек, пояса "малых интрузий", комплексы центрального типа). Несмотря на незначительный объем такие контрастные комплексы играют ведущую роль в магматическом контроле эндогенных рудных месторождений различного типа. Проведенное сравнение показывает, что по геологическим соотношениям и вещественному составу такие контрастные ассоциации сходны с ювенильными контрастными ассоциациями инициальных раннеархейских вулканических поясов и с базальтоидными контрастными формациями платформ.

На этом основании предполагается, что рассматриваемые комплексы контрастных вулканитов, даек и малых интрузий, включая наиболее кислые и богатые калием липариты и гранит-порфиры, относятся к глубинным, ювенильным магматическим сериям. Такие комплексы вместе с проявлениями базальтоидов, щелочных пород и ультрабазитов обычно сосредоточены в пределах поперечных, сквозных структур. Во многих регионах такая многосерийная ассоциация глубинных магматических пород устойчиво повторяется как формация сквозных линеаментов и узлов их пересечения.

- Архангельский Н.Н., Иванов К.А. Нижнемезозойские основные магматические породы. - В сб. "Глубинное строение Урала". "Наука", 1968.
- Баскина В.А. Магматизм Тетюхинского района. "Наука", 1965.
- Баскина В.А. Магматизм Исландии. - Сов. геология, 1971, №5.
- Баскина В.А., Дудыкина А.С., Мартынова А.С. Новый аспект проблемы металлогенической специализации. Автореф. работ сотр. ИГЕМ за 1970 г. М., 1971.
- Гушин А.В. Содержания хрома и никеля - индикаторы генезиса вулканических пород. - Сов. геология, 1971, 12.
- Докембрий Канады. "Мир", 1968.
- Ковалева Г.А. Кислые и субщелочные дифференциаты траппов Таймыра. - В сб. "Траппы Сибирской платформы и их металлогения". Иркутск, 1971.
- Равич М.Г., Чайка Л.А. Дифференцированная интрузия трапповой формации Таймырской складчатой области. - Изв. АН СССР, серия геол., 1956, №1.
- Сперанская И.М. Кайнозойская формация плато-базальтов северного побережья Охотского моря. - Геол. и геофиз., 1962, №2.
- Руб М.Г. О генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами. - Изв. АН, серия геол., 1960, №1.
- Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. - В сб. "Геология и петрография трапповых формаций". ИЛ, 1950.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин А.С., Малахова Л.В., Бушляков И.Н., Краснобаев А.А. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. - В сб. "Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов". Свердловск, 1971.
- Хоутон. Африка южнее Сахары. "Мир", 1966.
- Чайников В.И., Черныш В.Н., Павленко Д.И. Петрохимия донных отложений вулканических пеплов Японского моря. - Геохимия, 1972, 5.
- Black P.M. Observations on White Island volcano. - Bull. Volc., 1970, 34, N 1.
- Bose M. Deccan basalts. - Litos, 1972, 5, N 2.
- Bullerwell W. Geophysical studies relating to the Tertiary volcanic structure of the British Isles. - Phil. Transact. Roy. Soc. Lond. ser. A, 1972, 271, N 1215.
- Carmichael E.J. The petrology of Tingmuly, a Tertiary volcano in Eastern Iceland. - J. petrol., 1964, 5, N 3.
- Cox K.G. The geology of Nuanetsy Igneous Province. - Phil. Transact. Roy. Soc. Lond. ser. A, 1965, 257, N 1078.
- Dimroth E., Baragar W.R.A., Bergeron R., Jackson G.D. The filling of the circum-Ungava geosyncline. - Geol. Surv. Canada Pap, 1970, N 70-40.
- Drake M.J. Mineralogy and petrology of Appolo 12 sample N 12013. - Earth Plan. Sci. Letters, 1970, 9, N 2.
- Evans V.B., Moore Y.C. Mineralogy as a function of depth in the prehistoric Maocaopuhi lava lake. - Cont. Min. Petrol, 1968, 17, N 2.
- Ferguson J., Currie K.L. Silicate immiscibility in the ancient. "basalts" of the Barberton Mountain Land. - Nature, Phys. Sci., 1972, 235, N 57.
- Gilbert C.M., Christensen M.N., Al-Rawi J., Lajoie K.R. Structural and volcanic history of Mono-basin, Calif. - Geol. Cos. Amer., 1968, 16.
- Hamilton W. Geology and Petrogenesis of the Island Parc Caldera. - Geol. Surv. U.S. Prof.Pap., 1965, N 504-C.
- Hollister L.S., Kulick Ch. C. "Lyna-16" sample C36 - another crystalline product of an extremely mafic magma. - Earth Plan. Sci. Lett., 1972, 13, N 2.
- Klein C. Lunar material. - Earth Sci. Rev., 1972, 8, N 2.

- Kushiro Y., Nakamura Y., Haramura H., Akimoto S. Crystallisation of some lunar magmas and generation of rhyolitic liquid. — *Science*, 1970, 167, N 3918.
- Lowder G.G. The volcanoes and caldera of Talasea, New Britain. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 1970, 26, N 4.
- McCall C.J.H., Peers R. Geology of the Binneringie Dyke, W.Austr. — *Geol. Rund.*, 1971, 60, H 3.
- Naganna N. Petrology of the rocks of St Mary Islands Mysore State. — *J. Geol. Soc. Ind.*, 1966, 7.
- Niekerk C.B., Burger A.I. A note on the minimum age of the acid lava of the Onverwacht series. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1969, 72.
- Noble D.C., Karringa M.K., Hedge C.E., Riddle G.O. Highly differentiated subalkaline rhyolites from Glass Mountain. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1972, 83, N 4.
- Rhodes R.C., Krohn D.N. Tectonic control over regional geochemical variations in the Karroo basaltic province. — *Trans. Geol. Soc. S. Afrika*, 1972, 75, N 1.
- Roedder E., Weiblen P.W. Silicate melt inclusions and glasses in Lunar soil fragments. — *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1972, 13, N 2.
- Sheridan M. A Tertiary Siliceous Cauldron Complex at the Northern margin of the Basin and Range Province. — *Bull. Volc.*, 1971, 34, N 3.
- Stevens N.S. Miocene lava flows and eruptive centres near Brisbane. — *Bull. volc.*, 1971, 34, N 2.
- Subrahmanyam N.P., Murali A.V., Rao C.V. Age of Mundwara igneous complex. — *Curr. Sci.*, 1972, 41, N 2.
- Upton B.G.Y. Rhyodacite glass in Reunion basalt. — *Min. Mag.*, 1971, 38, N 1.
- Vail Y.R., Dodson M.N. Geochronology of Rhodesia. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1973, 72, p. 3.
- Viljoen M.I., Viljoen R. Archaean vulcanicity and continental evolution in Barberton Region. — *African Magmatism and tectonics*. Johannesburg, 1970.
- Wooley A.R., Garson M.S. Petrochemical and tectonic relationship of the Malawi carbonatite-alkaline province and the Lupata-Lebombo volcanics. — *African Magmatism and Tectonics*. Johannesburg, 1970.

ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОСТИНВЕРСИОННЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ КИСЛОГО СОСТАВА

Е. Н. ГОРЕЦКАЯ, М. В. ТАЩИНИНА, Е. В. БЫКОВСКАЯ

Несмотря на огромные успехи, достигнутые палеовулканологией в определении времени, и места проявления кислого вулканизма в истории развития подвижных и активизированных областей, в разностороннем изучении вулканогенных пород кислого состава различной формационной принадлежности, в выяснении рудоносности вулканогенных формаций многие вопросы остаются слабо изученными или дискуссионными. К последним относятся вопросы тектонической позиции естественных ассоциаций кислых вулкаников, их соотношения с вулканиками другого состава, их связи с предшествующими и последующими магматическими образованиями, т.е. вопросы, влияющие на классификацию вулканогенных формаций и определение их объема.

РОЛЬ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Закономерное проявление кислого вулканизма в истории геологического развития подвижных областей в настоящее время признано всеми. Разногласия в этом вопросе между исследователями касаются не столько роли кислого вулканизма на различных стадиях тектоно-магматического процесса, сколько понимания сущности самих стадий, их объема, границ между ними.

Большинство исследователей в том или ином виде принимает представления о стадийно-направленном развитии подвижных областей. Авторы разделяют представления школы ВСЕГЕИ, выраженные в "Карте магматических формаций СССР" (Харкевич и др., 1971) о том, что геосинклиально-складчатые области проходят раннюю (собственно геосинклиальную), среднюю (геосинклиальную инверсионную) и позднюю (консолидационную) стадии развития. С поздней стадией развития качественно сходны проявления тектоно-магматической активизации консолидированных областей (Щеглов, Михайлов, 1969). При этом авторы отмечают, что стадийно направленное развитие магматизма наиболее отчетливо выражено в каледонских геосинклиально-складчатых областях. В герцинских и более молодых геосинклиально-складчатых областях при сохранении направленности развития магматизма в целом выявляется разобщенность групп маг-

матических формаций по разным структурно-формационным зонам и другим тектоническим подразделениям, связанная с усложнением внутреннего строения геосинклинальных областей.

В геосинклинальные стадии развития проявления кислого вулканизма незначительны по масштабу и распространению по сравнению с проявлениями основного и среднего вулканизма. Среди формаций собственно геосинклинальной стадии кислые вулканиты преимущественно натрового ряда являются членами контрастной кератофир-спилит-диабазовой формации или вместе с осадочными породами образуют осадочно-вулканогенную формацию кислого состава (формация кварцевых кератофиров). В инверсионную стадию кислые вулканиты входят в смешанные по составу формации и находятся в тесной перемежаемости с основными и средними вулканитами (андезит-базальтовая с кислыми дифференциатами, андезит-дацит-липаритовая формации). Пространственно перечисленные формации тяготеют к бортовым частям геосинклинальных прогибов, к испытавшим погружения краям срединных массивов и областей завершенной складчатости, к геоантиклиналям.

Генезис кислых вулканитов в формациях геосинклинальных стадий разнообразен. В одних случаях они явно являются дифференциатами базальтовой магмы, в других случаях образования их, вероятно, обусловлено генерацией синхронных коровых очагов магмы кислого состава в зонах с уже сложившейся сиалической корой (Ломизе, 1967; Михайлов, 1971; Фролова, 1970).

Общеизвестно, что своего апогея проявления кислого вулканизма достигают в постинверсионную стадию¹. Они соответствуют субсеквентному вулканизму Г. Штилле (1964) и наземному вулканизму брахигеосинклиналей А.В. Пейве (1948), продукты которого вследствие преобладания кислых вулканитов над средними и основными были выделены им под названием "порфировой формации". В оба эти понятия, помимо качественного обозначения продуктов вулканизма, авторами вложены представления о тектонических условиях его проявления и предположения о коровом происхождении родоначальных магм.

С позиций формационного анализа термин "порфировая формация" как групповой сохранил свое значение до настоящего времени. При составлении Карты магматических формаций СССР (Харкевич и др., 1971) по составу преобладающих продуктов вулканизма порфировая формация была разделена на андезитовую и липаритовую формации. Авторы статьи на основании изучения палеовулканизма Казахстана, Тянь-Шаня и Сихотэ-Алиня выделяют в группе порфириновых формаций липарит-дацит-андезитовую, андезит-дацитовую, дацит-липаритовую и

¹ К постинверсионной стадии авторами отнесены тектоно-магматические процессы в геосинклинально-складчатых областях, проявившиеся после инверсии и до установления в них платформенного режима.

липаритовую (гранит-порфир-липаритовую, гранит-липаритовую) формации с рядом субформаций, отличающихся чаще всего субшелочным уклоном (Быковская, 1966; Геологическое строение СССР, 1968; Горещкая, 1962; Горещкая, Ташинина, 1971; Ротман, Быковская, 1969). Кроме того, кислые вулканы входят в состав постинверсионной липарит-базальтовой контрастной формации.

Выделенные формации различаются по количествам и сочетаниям пород среднего, умеренно-кислого и кислого составов, соотношению поверхностных, жерловых и субвулканических фаций, петрохимическим особенностям пород, характеру постмагматических изменений, металлогенической специализации и т.д. (табл. 1)¹. Самостоятельность формаций доказывается закономерным развитием вулканического процесса, заканчивающегося фазой субвулканических интрузий и часто крупными внедрениями гранитоидов и габбро-монцитит-граносиенитовых интрузий, с которыми они находятся в комагматичных вулканоплутонических ассоциациях.

Условия образования порфировых формаций рассматривались многими исследователями, как сторонниками стадийно направленного развития геосинклинально-складчатых областей при характеристике позднего (Билибин, 1955; Шаталов, 1965), геосинклинального (Горещкая, 1962; Николаев, 1944), заключительного, орогенного (Миратов, 1969; Богданов, 1959; Милановский, 1969), орогенного эпигеосинклинального (Моссаковский, 1964, 1969) этапов², так и сторонниками "третьего структурного элемента земной коры", выделяемого ими наравне с геосинклиналями и платформами при характеристике тектонического режима сводово-глыбовых областей, глыбовых зон и др. (Карпова, 1968; Кузнецов, 1970; Масайтис, Старицкий, 1963). Сторонники обеих концепций признают, что: 1) образование порфировых формаций происходило после превращения геосинклинальной системы в складчатую; 2) преобладающими движениями были сводовые поднятия; 3) интенсивное развитие имели вертикальные глыбовые перемещения, прогрессирующие по мере консолидации фундамента; 4) синхронно с этим происходило образование наложенных и (или) унаследованных впадин; 5) осадконакопление характеризовалось устойчивым рядом осадочных формаций,

1. Породообразующие и аксессуарные минералы пород указанных формаций изучены неравномерно, большей частью слабо, и пока они не могут быть использованы как критерий при выделении формаций.

2. При близости понятия позднего, геоантиклинального, заключительного, орогенного, орогенного эпигеосинклинального этапов, (стадии) объем его у перечисленных исследователей не совпадает. Начало постинверсионной стадии, в понимании авторов статьи, соответствует началу орогенной стадии по А.А. Богданову (1959) или началу второй стадии эпигеосинклинального орогенного этапа по А.А. Моссаковскому (1964, 1969).

среди которых с порфировыми формациями ассоциирует красноцветная моласса. Однако сторонники второй концепции подчеркивают гетерогенность основания и наложенный характер структур, к которым были приурочены осадконакопление и вулканическая деятельность, и полностью отрицают зависимость проявлений магматизма от тектоники и магматизма предшествующей геосинклинальной истории.

Распространение вариантов порфировых формаций в различных структурах и последовательность их появления во времени подчиняются некоторым закономерностям. Это позволяет уточнить условия их образования в постинверсионную стадию как при консолидации, так и при активизации, а также изменение этих условий в общей эволюции магматизма фанерозоя.

Образование андезит-дацитовой, дацит-липаритовой и липарит-дацит-андезитовой формаций относится преимущественно к началу постинверсионной стадии геосинклинально-складчатых областей. Это время характеризуется общими поднятиями молодой складчатой области, наступившими после полного закрытия геосинклинали, проявления главной складчатости и внедрения крупных интрузий гранитоидного состава. Поднятия имели характер пологих сводовых воздыманий и сопровождалась крупными разломами, часто по старым направлениям. В смежных геосинклинальных системах в это время существовала слабая дифференциация тектонических движений, на что указывает однотипный состав осадков.

Образование порфировых формаций происходило в вулканических впадинах, расположенных вдоль границ молодой складчатой области со смежными геосинклиналями, или во внутренних впадинах — межгорных прогибах (Муратов, 1969) или межгорных впадинах (Шлыгин, 1964). Вулканические впадины развивались унаследованно на месте последних или остаточных геосинклинальных прогибов, выполненных флишем или сероцветной морской молассой — нижней морской молассой по А.А. Моссаковскому (1964, 1969), в некоторых зонах вулканогенно-молассовыми накоплениями с вулканитами среднего и умеренно-кислого составов. Прогибание впадин компенсировалось накоплением вулканогенных продуктов. Вулканогенные формации возникали в последовательности андезит-дацитовая → дацит-липаритовая или липарит-дацит-андезитовая формации или были представлены одной липарит-дацит-андезитовой формацией с тенденцией к увеличению роли кислых вулканитов в верхах последней. Помимо главных разновидностей пород среднего и умеренно-кислого составов, в андезит-дацитовой и липарит-дацит-андезитовой формациях обычно присутствуют в переменном, но подчиненном количестве базальты и андезитобазальты. А.А. Моссаковский (1964) указывает на существенное значение основных вулканитов в вулканогенных формациях внутренних впадин, особенно наложенных на зоны ранней консолидации, т.е. имеющих фундамент повышенной жесткости (Минусинские впадины).

Такие последовательность образования и приуроченность к тектоническим структурам характерны для девонских андезит-дацитовой,

дацит-липаритовой, липарит-дацит-андезитовой формаций Северо-Тяньшанско-Казахстанской, Алтае-Саянской и других каледонских складчатых областей (Геологическое строение СССР; Горецкая, 1962, 1971, и др.).

Более усложненные, но в главных чертах сходные условия образования устанавливаются для позднепалеозойских андезит-дацитов и дацит-липаритовой формаций Джунгаро-Балхашской, Средне-Тяньшанской и Юго-Западно-Тяньшанской герцинских складчатых систем (Арапов, 1966; Геологическое строение СССР; Горецкая, 1971, и др.). Они также приурочены к вулканическим впадинам постинверсионной стадии, но иногда в зонах повышенной жесткости появление их несколько опережало полное прекращение геосинклинального режима. Синхронно им в остаточных геосинклинальных прогибах происходило накопление сероцветной морской молассы. Вулканические впадины большей частью были заложены на образованиях герцинского геосинклинального яруса, но местами их фундамент имел гетерогенное строение с выступами блоков более древних пород. В таких случаях вулканогенные породы андезит-дацитов и дацит-липаритовой формаций отличаются повышенной щелочностью, образуя переходы к трахиандезит-трахилипаритовой формации.

В мезозойских (тихоокеанских) и альпийских складчатых областях условия образования андезит-дацитов и дацит-липаритовой формаций и их субщелочных аналогов более разнообразны.

На Малом Кавказе андезит-дацитовая миоцен-плиоценовая формация приурочена к сводово-глыбовым поднятиям альпийских антиклиналей (мегаантиклинорий). Вулканические нагорья расположены на вершинах и склонах горных сооружений (Геологическое строение СССР, 1968; Милановский, 1969). Вертикальный ряд формаций постинверсионной стадии - гомодромного типа, если учесть последующую липаритовую формацию, проявленную почти исключительно в виде экстрезивных куполов.

В Забайкалье, в северо-западной части Монголо-Охотской складчатой области, заложеной на гетерогенном основании, постинверсионные средне-позднеюрские вулканогенные формации распространены не только на месте молодой складчатой зоны, но главным образом в консолидированных структурах ее обрамления (Геологическое строение СССР, 1968). Вулканогенные формации приурочены к наложенным впадинам, размещение которых контролируется разломами, разграничивающими различные складчатые зоны или разновозрастные складчатые системы фундамента. Характерной особенностью постинверсионных вулканогенных формаций здесь являются повышенная щелочность вулканогенных пород (трахиандезит-трахилипаритовая формация) и многообразие их сочетаний (трахиандезит-базальт-трахилипаритовая, трахиандезит-андезит-дацитовая, трахилипаритовая субформации).

Унаследованный характер развития постинверсионного вулканизма, подобный описанному в герцинских складчатых системах, устанавливается и в мезозойских Южно-Памирской, Монголо-Охотской (се-

ро-восточная часть) и Сихотэ-Алиньской складчатых системах. Особенно интересно развитие вертикального ряда формаций: андезит-дацитовая → липаритовая на месте остаточных впадин с флишоидным и вулканогенно-молассовым выполнением в зонах ранней консолидации западной и северной частей Сихотэ-Алиньской складчатой системы (Геологическое строение СССР, 1968). По времени они опережают липаритовую формацию Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса, а затем проявляются в несколько угнетенном состоянии синхронно с ней. В данном поясе липарит-дацит-андезитовая формация следует в обратном порядке за липаритовой.

Липаритовая (гранит-порфир-липаритовая, гранит-липаритовая)¹ формация характеризуется стабильностью признаков независимо от возраста и положения в различных регионах, отличаясь лишь масштабами проявления (см. таблицу). По сравнению с андезит-дацитовой и дацит-липаритовой формациями пространственное размещение липаритовой формации определяется четко проявленными разрывными нарушениями или кольцевыми вулканотектоническими структурами.

В каледонских и герцинских складчатых областях липаритовая формация, если она присутствует, следует за андезит-дацитовой или дацит-липаритовой. Время ее проявления характеризуется полной консолидацией складчатой области, разламыванием и сильным дроблением сводовых поднятий, развитием грабен-синклиналей и вулканотектонических структур (кольцевые структуры, кальдеры проседания) в пределах вулканических впадин. В некоторых случаях липаритовая формация находится в ассоциации с предшествовавшей ей наземной базальтовой формацией. В других случаях кислые вулканы перемежаются с основными вулканидами, образуя контрастную липарит-базальтовую формацию. Сравнительно широкое проявление в это время базальтового вулканизма и пестрых по составу комагматических интрузий габбро-монзонит-граносиенитового состава указывает на заключительную стадию развития геосинклинально-складчатых систем с конечным (финальным) магматизмом (по Ю.А. Библину, 1955), и Г. Штилле (1964). Образование липаритовой и липарит-базальтовой формаций нередко уверенно можно связывать с процессами отраженной герцинской тектономагматической активизации (Северный Тянь-Шань, Восточный Саян).

Особенно широкое распространение липаритовая формация имеет в мезозойских (тихоокеанских) и альпийских геосинклинально-складчатых областях. Она распространена в структурах разного типа: на

1 Широкое развитие приповерхностных и гипабиссальных субвулканических интрузий и многочисленные факты непосредственного перехода их в поверхностные фации вулканидов липаритовой формации являются основанием для отнесения ее к категории интрузивно-вулканогенных формаций (гранит-порфир-липаритовая, гранит-липаритовая).

месте складчатых сооружений предшествующего цикла в зонах сочленения их с геосинклиналями, в наложенных впадинах на более древнем складчатом основании или в краевых частях срединных массивов (Быковская, 1966; Геологическое строение СССР, 1968; Милановский, 1969; Ротман, Быковская, 1969; Сперанская, 1963; Устиев, 1959, и др.). Размещение липаритовой формации отчетливо контролируется тектонически ослабленными зонами. Большая протяженность долгоживущих глубинных разломов обуславливает линейно-поясовое распространение липаритовой формации. Для наложенного типа позднемезозойско-кайнозойских структур Восточно-Азиатского вулканического пояса характерны антидромная направленность вулканизма и обратный вертикальный ряд формаций [липаритовая - K_2 -дацит-липаритовая или липарит-дацит-андезитовая - K_2 - P_1 - липарит-базальтовая P_3 - N(?)] с резким преобладанием липаритовой формации над всеми последующими.

Сопоставление условий образования различных вариантов порфировых формаций приводит к следующим выводам:

1. Наиболее выдержанный вертикальный ряд порфировых формаций гомодромного типа устанавливается в каледонских геосинклинально-складчатых областях, имеющих четко выраженное "классическое" стадийное развитие. В них явственно обнаруживается приуроченность вариантов порфировых формаций к унаследованным вулканическим впадинам.

2. Усложнение геологического строения и повышение "жесткости" структур, прошедших долгую и разнотипную историю развития, приводят к большому разнообразию условий проявления наземного вулканизма. В более молодых геосинклинально-складчатых областях оно выражается в сложном сочетании унаследованных и наложенных структур, ярко выраженном характере структур активизации, в большом разнообразии составов пород вулканогенных формаций, увеличении их щелочности в поднятых блоках и в жестких структурах рамы и т.д.

3. Роль липаритовой формации увеличивается в более молодых тектоно-магматических циклах. Это увеличение - следствие разрастания континентальной коры и возникновения более благоприятных условий для образования внутрикоровых магматических очагов. Оно совпадает с общей тенденцией усиления наземного вулканизма постинверсионной стадии и процесса активизации в герцинском и особенно в тихоокеанском циклах (Дворцова и др., 1969).

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ДРУГИЕ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Изучение распространения постинверсионных вулканогенных формаций среднего и кислого составов в тектонических структурах разновозрастных и разнотипных подвижных областей неизбежно связано с рассмотрением специфических вулканотектонических структур,

Формация	Преобладающие разновидности пород	Фашии и их соотношение	Площадь и мощность
Липарит-дацит-андезитовая	Андезиты, андезиты-дациты, дациты, их туфы, реже андезиты-базальты. В подчиненном количестве липариты-дациты, липариты	Покровные фашии преобладают над жерловой и субвулканической. Среди субвулканических фашии вблизи центров широко развиты породы среднего состава	Площадь отдельных вулканотектонических структур варьирует от первых сотен до тысячи и нескольких тысяч квадратных километров. В Сихотэ-Алине общая площадь - до 10-12 тыс. км ² . Мощность - до 1000-1500 м, иногда до 2500 м
Андезит-дацитовая	Андезиты, андезиты-дациты, дациты, дellenиты, реже липариты, туфы того же состава. В подчиненном количестве андезиты-базальты	Преимущественно покровная фашия (лавы, туфы, игнимбрииты). Субвулканическая фашия расположена вблизи вулканических центров	В Сихотэ-Алине - от нескольких десятков до сотен квадратных километров при мощности вулканитов до 1000-1300 м. В отдельных вулканических впадинах Казахстана и Тянь-Шаня площадь до 5000-6000 км ² при суммарной мощности от 800 до 2500 м
Дациит-липаритовая	Дацииты, дациты-липариты, плагиолипариты, туфы и игнимбрииты того же состава. Местами присутствуют андезиты, андезиты-дациты и их туфы	Поверхностные фашии преобладают над жерловыми и субвулканическими. В жерловой и прижерловой фашиях встречаются перлиты, сферолоидные липариты; в субвулканической - гранодиориты и гранитпорфиры, кварцевые порфиры, автомагматические брекчии	В Казахстане площадь отдельных вулканических впадин достигает 1500-6000 км ² при суммарной мощности покровов до 1500-2000 м. В Сихотэ-Алине отдельные вулканотектонические структуры (впадины) имеют площадь от 10 до 40 км ² при общей площади 4500 км ² и суммарной мощности 500-1200 м

Тип извержения	Особенности химического состава	Постмагматические процессы и минерализация	Местонахождение и возраст
Эксплозивно-эффузивный из центральных, реже трещинных вулканов. Коэффициент эксплозивности для средних и умеренно-кислых пород - 35-65%, для кислых пород - 80-90%	Породы щелочно-известковой и известково-щелочной серий, Na > K. Гомодромная последовательность пород, иногда с намечающейся ритмичностью	Проилитизация, окварцевание. Минерализация: Au, Pb, Zn	Средний Тянь-Шань - D ₁₋₂ , Тува - D ₁₋₂ , Сихотэ-Алинь - K ₂ -P ₁ , Баджал - K ₂
Эксплозивно-эффузивный из вулканов центрального, реже трещинного типа. Коэффициент эксплозивности - от 30-40 до 65% для средних и умеренно-кислых и 100% для кислых вулканитов	Породы щелочно-известковой и известково-щелочной серий, Na > K. Гомодромная или неясно-ритмичная последовательность пород	Проилитизация, вторичные кварциты. Минерализация: Cu, Mo, Au, Pb, Zn, Hg, высокоглиноземистое сырье	Северный Тянь-Шань - D ₁ , Центральный Казахстан - D ₁ и C ₂ , Горный Алтай - D ₁ , Средний Тянь-Шань - P ₁ , Сихотэ-Алинь - P ₂ , Юго-Восточный Памир - K, Баджал - K ₁₋₂ , Малый Кавказ - N ₁₋₂
Экструзивный и эффузивно-эксплозивный из центральных, реже трещинных вулканов	Породы щелочно-известковой и известково-щелочной серий, Na = K или Na > K (Центральный Казахстан) и Na < K в мезозойско-кайнозойских формациях Сихотэ-Алиня и Баджала	Окварцевание проилитизация, цеолитизация, вторичные кварциты. Минерализация: Pb, Zn, Cu, Mo, Ag, Au, высокоглиноземистое сырье	Северный Тянь-Шань - D ₁₋₂ , Центральный Казахстан - D ₂ , C ₂₋₃ , Горный Алтай - D ₁₋₂ , Юго-Западный Тянь-Шань - P ₁ , Малый Памир - K ₂ , Сихотэ-Алинь - K ₂ -P ₁

Формация	Преобладающие разновидности пород	Фашии и их соотношение	Площадь и мощность
Липаритовая (гранит-порфир-липаритовая)	Игнимбригты и туфы липаритов и базокварцевых липаритов, реже дацитов. Кварцевые порфиры, гранит-порфиры, граниты	Преобладают покровы игнимбригтов, образующие "поля больших объемов", экструзивные куполы и субвулканические интрузии. В подчиненном количестве покровные фашии туфов. Широко развиты интрузивно-вулканогенные комплексы	В Казахстане и Тянь-Шане слагают площади от сотен квадратных километров до 1000-1500 км ² ; в Сихотэ-Алине общая площадь - до 16 000 км ² ; в Охотско-Чукотском поясе общая площадь - до 67 000 км ² . Суммарная мощность покровов - до 1000-1500 м, иногда до 2000 м
Липарит-базальтовая	Андезит-базальты, базальты, липариты, дацит-липариты	Преобладают покровные фашии пород основного состава. Среди кислых пород экструзивные, жерловые и субвулканические фашии преобладают над покровными	В Сихотэ-Алинском звене пояса отдельные вулканотектонические структуры имеют площадь до 100 км ² ; общая площадь - 500-1000 км ² (Охотское побережье). В Центральном Казахстане площадь отдельных комплексов - 15 000 км ² при их мощности 1000-2500 м
Трахиадезит-трахилипаритовая	Трахиадезиты, трахилипариты, трахидациты, липариты, дациты, трахиты, комендиты, пантеллериты, реже андезит-дациты, андезиты, андезит-базальты	Поверхностные фашии - в равных количествах с субвулканическими. Местами экструзивные, жерловые и субвулканические фашии преобладают над покровными	Первые сотни квадратных километров при общей мощности до 900 м

среди которых в региональном масштабе важнейшими являются вулканические пояса.

Под вулканическим поясом, следуя В.Е. Хаину (1970), понимается достаточно протяженная (многие сотни, иногда тысячи километров) и ограниченная по ширине (десятки или первые сотни километров) зона концентрации вулканических аппаратов, расположенная в пределах определенного структурного элемента земной коры и непосредственно контролируемая одним из его глубинных разломов (или парой сопряженных разломов). При этом В.Е. Хаин отмечает, что вначале продукты вулканизма в вулканическом поясе имеют один и тот же исходный состав, который в дальнейшем может из-

Тип извержения	Особенности химического состава	Постмагматические процессы и минерализация	Местонахождение и возраст
Экструзивно-эксплозивный, нередко аресальный, трещинный и из простых полигенных вулканов. Коэффициент эксплозивности - до 100%	Однообразие химического состава пород всех фашии. Высокое содержание SiO ₂ , пересыщенность Al ₂ O ₃ , недосыщенность полевошпатовой известью. Сумма щелочей - 6,5-7,0%, до 7-8%, Na < K, реже Na = K	Серитизация, березитизация, окварцевание, вторичные кварциты. Минерализация: Mo, Sn, W, Be, Pb, Zn, Cu, Au, Ag, F	Северный Тянь-Шань - D ₂₋₃ , Центральный Казахстан - D ₂ , D ₂₋₃ , C ₃ -P ₂ , Средний Тянь-Шань - P ₂ -T ₁ , Малый Хинган - K ₁₋₂ , Баджал и Южный Сихотэ-Алинь - K ₂ , Охотское побережье - K ₂ , Чукотка K ₁₋₂
Экструзивно-эффузивный, в меньшей мере эксплозивный для кислых пород и преимущественно эффузивный для основных	Иногда повышенная щелочность пород с преобладанием Na над K. Характерна контрастность состава вулканитов без промежуточных членов.	Альбитизация, калиевый метасоматоз, Турокремнение. Медно-цеолитовая минерализация	Центральный Казахстан - D ₂₋₃ , P ₂ -T ₁ , Средний Тянь-Шань - P ₁₋₂ , Тургай - P ₂ -T ₁ , Сихотэ-Алинь - P ₃ , Охотско-Чукотский пояс - P ₁₋₃
Эффузивно-экструзивный, реже эксплозивный. Эффузивные и интрузивные процессы тесно связаны	Выявляются две петрохимические ветви: 1) щелочная с суммой щелочей 8%, Na > K, и 2) известково-щелочная с суммой щелочей 7-8%, Na = K. Большинство пород занимает промежуточное положение	Постмагматические процессы развиты слабо. Au - Ag минерализация	Центральный Казахстан - P ₂ -T ₁ (?), Прииртышье - T ₁ , Забайкалье - I ₃ , Чукотка - P (?), Северный Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье - P ₂₋₃

меняться различно в зависимости от развития отдельных участков пояса. Постинверсионные вулканические пояса, по классификации В.Е. Хаина (1970), принадлежат к группе "эпигеосинклинальных орогенных вулканических поясов". Наиболее распространенными среди них являются краевые вулканические пояса, получившие также название вулканоплутонических или вулканогенно-интрузивных (Карпова, 1968; Ротман, Быковская, 1969; Устиев, 1963; и др.).

Тектонические условия формирования краевых вулканических поясов с проявлениями постинверсионного вулканизма обсуждаются более 10 лет, причем главными аспектами дискуссии являются вопросы об унаследованном ходе их развития или возникновении в ре-

зультате процессов отраженной активизации или геомеханических напряжений планетарного масштаба (Белый, Тильман, 1960; Богданов, 1959; Быковская, 1966; Ишиксон, Красный, 1959; Нагибина, 1966; Устиев, 1959; Фаворская и др., 1969).

Н.Г. Маркова (1968) предлагает выделять два типа краевых вулканических поясов: внутриконтинентальные (унаследованные) и окраинно-континентальные (наложенные) краевые вулканические пояса. Общим для обоих типов вулканических поясов является их возникновение вдоль границ геосинклинальных систем, находящихся на ранней или средней стадии развития, и структур более ранней консолидации (областей завершенной складчатости, платформ, срединных массивов).

По мнению Н.Г. Марковой (1968), характерным примером вулканических поясов первого типа является Центрально-Казахстанский девонский вулканический пояс. Некоторые исследователи относят его формирование к постинверсионной стадии каледонского цикла¹. Анализ собранного Е.Р. Семеновой-Тяньшанской материала позволили ей выявить детали строения пояса и установить в нем отдельные вулканические впадины, заложенные на силурийских молассах конца инверсионной стадии. Впадины были расположены одна на продолжении другой, несколько отличаясь временем заложения. Магмоподводящими каналами служили разломы, проходившие по некоторым ограничениям впадин и в их осевых частях. С первыми связаны центры извержений вулканитов среднего и основного составов, а со вторыми — кислого состава (часто игнимбритов). Во всех впадинах сохранялась последовательность вулканогенных формаций гомодромного типа, указанная выше.

Четкая преемственность (унаследованность) развития вулканизма постинверсионной стадии от геосинклинальной устанавливается также для девонского Средне-Тяньшанского, позднепалеозойских Центрально-Казахстанского и Южно-Гиссарского, позднеюрского-раннемелового, Умлекано-Огоджинского и других вулканических поясов.

Наиболее типичным примером вулканических поясов второго типа является Восточно-Азиатский пояс, прослеживающийся почти на 11 000 км и располагающийся вдоль границы современного Азиатского континента и переходной зоны к Тихому океану. Характерными и общими особенностями магматизма всего Восточно-Азиатского пояса несмотря на гетерогенность основания являются: 1) временная близость проявления ($K_2 - P$); 2) однородность состава магматических формаций на всем протяжении пояса; 3) вертикальный ряд формаций антидромного типа; 4) огромные объемы изверженных по-

¹ А.А. Богданов (1959), считая девонский вулканический пояс Центрального Казахстана аналогом Восточно-Азиатского пояса, рассматривал его как наложенную герцинскую структуру, связанную с ранними стадиями развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

род среднего и кислого составов при резком преобладании кислых пород (игнимбриты) липаритовой формации; 5) сближенность в пространстве синхронных параллельных формационных рядов: диорит-андезитового и гранит-липаритового.

Большинство исследователей (Быковская, 1966; Геологическое строение СССР, 1968; Ишиксон, Красный, 1959; Маркова, 1968; Нагибина, 1966; Устиев, 1959; Фремд, 1970) рассматривает Восточно-Азиатский пояс как наложенную структуру, связанную с процессами мезо-кайнозойской активизации Азиатского материка. Главной причиной его возникновения они считают образование серий гигантских краевых глубинных разломов, пересекающих вкрест простирания мезозойды Чукотской и Верхоянской складчатых систем и проходящих под углом к простираанию мезозойд Сихотэ-Алиня, байкалид Кореи и каледонид Катазии. Другие исследователи (Белый, 1960; Геологическое строение СССР, 1968, и др.), наблюдая в отдельных звеньях пояса унаследованный характер структур, связывают его образование с постинверсионной (поздней) стадией тихоокеанского тектоно-магматического цикла.

Среди группы эпигеосинклинальных вулканических поясов менее распространены осевые вулканические пояса (Хаин, 1970), приуроченные к сводовым областям по Е.Е. Милановскому (1969). Несмотря на отсутствие ясно выраженной на поверхности связи с разломами к ним могут быть отнесены проявления миоцен-плиоценовой андезит-дацитовой формации Малого Кавказа.

Более мелкие вулкано-тектонические структуры, нередко являющиеся главными составляющими вулканических поясов, представлены вулканическими впадинами (депрессиями), вулкано-грабенами и кальдерами проседания или кольцевыми структурами (Арапов, 1966; Геологическое строение СССР, 1968; Горещкая, 1962; Горещкая, Ташинина, 1971). Первые более характерны для андезит-дацитовой и других формаций смешанного состава, последние присущи липаритовой и дацит-липаритовой формациям.

Многочисленными геофизическими исследованиями последних лет и бурением выявлена несомненная вулкано-тектоническая природа этих структур: крутые тектонические контакты с окружающими породами, большая мощность выполняющих их вулканитов, структурный контроль в расположении субвулканических фаций.

Вулкано-тектонические структуры этих порядков являются важнейшими в размещении эндогенной минерализации, генетически и парагенетически связанной с вулканогенными формациями.

О ГЕНЕЗИСЕ ПОСТИНВЕРСИОННЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ СРЕДНЕГО И КИСЛОГО СОСТАВОВ

Многие исследователи полагают, что постинверсионные магматические образования среднего и кислого составов имеют источником своего питания магматические очаги, расположенные в пределах

земной коры и в ее приповерхностных частях (Быковская, 1966; Кузнецов, Изох, 1969; Милановский, 1969; Муратов, 1969; Пейве, 1948; Устиев, 1959; Фаворская и др., 1969; Штилле, 1964). В пользу этого представления свидетельствуют: 1) большие объемы магматических пород средне-кислого состава, входящих в состав вулканоплутонических ассоциаций, которые не могут рассматриваться как дифференциаты базальтовой магмы; 2) их приуроченность к стадии развития сводовых поднятий и глыбовой тектоники, когда вследствие растягивающих усилий создавалась благоприятная обстановка для проникновения кислых магм к поверхности земли; 3) образование характерных вулканотектонических структур (кальдеры проседания, кольцевые структуры и др.) путем перемещения места между магмой и тектоническими блоками и другие признаки.

Главные особенности состава и последовательность образования ряда вулканогенных формаций (андезит-дацитовая → дацит-липаритовая) хорошо объяснимы с помощью гипотезы вертикальной миграции, т.е. постепенного перемещения уровня магнеобразования из "базальтового" в "гранитный" слой земной коры (Билибин, 1955; Кузнецов, Изох, 1969, и др.). Такой процесс происходит при стадийно направленном развитии геосинклинально-складчатых областей, причем магматизм постинверсионной стадии тесно связан с остаточными или регенерированными магматическими очагами геосинклинальных стадий. Можно предполагать существование двух питающих очагов: андезитового, поставлявшего продукты дифференциации андезитовой, иногда андезит-базальтовой магмы, и гранитового с более или менее однородным составом магмы. В некоторых случаях серия пород от андезитов до липаритов, возможно, обусловлена дифференциацией средней или умеренно-кислой магмы в одном очаге.

Антидромный характер вулканизма окраинно-континентальных краевых вулканических поясов свидетельствует о нисходящей миграции уровня магнеобразования, связанной с перемещением процессов растяжения в глубинные зоны. Приразломный тип вулканизма с существенным преобладанием липаритовой и дацит-липаритовой формаций является результатом магнеобразования преимущественно в "гранитном" (осадочно-метаморфическом) слое, причиной чего может быть повышенная проницаемость земной коры вдоль глубинных разломов, по которым происходит циркуляция высокотемпературных интрателлурических флюидов, переносящих тепло и вещество (Кузнецов, Изох, 1969).

Так, исследованиями И.Н. Говорова (1971), подтвержденными геофизическими данными, в пределах Восточно-Азиатского пояса установлены благоприятные предпосылки для существования очагов кислой магмы большого горизонтального протяжения в участках сопряжения крутопадающих зон глубинных разломов и систем различных межформационных нарушений. В Верхояно-Чукотской складчатой области они располагались в основании терригенного комплекса карбона-юры, в Сихотэ-Алиньской складчатой области - в терри-

генных и вулканогенных-терригенных толщах позднего палеозоя и раннего мезозоя.

Появление кислых пород в контрастной липарит-базальтовой формации в зонах наибольшего дробления, вероятно, справедливо объясняется рядом исследователей (Геологическое строение СССР, 1968; Кузнецов, 1970; Фаворская и др., 1969, Фролова, 1970; Харкевич и др., 1971) селективным плавлением осадочно-метаморфического слоя под воздействием тепла поднимающейся базальтовой магмы.

Образование субщелочных вариантов вулканогенных формаций происходило при длительном воздействии интрателлурических флюидных потоков, и щелочность их тем отчетливее, чем выше относительная жесткость консолидированных структур. Для многих субщелочных формаций теперь предполагается образование из вторичных базальтовых магм.

Наиболее частый путь эволюции магматических продуктов от натровых к калиевым и затем к субщелочным и щелочным, находящий отражение в последовательных вертикальных рядах вулканогенных формаций для ряда структур, Ю.А. Кузнецовым и Э.П. Изухом (1969) рассматривается как "индикатор закономерного и направленно изменяющегося во времени состояния глубоких недр планеты, откуда поступают интрателлурические потоки вещества".

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение условий образования вариантов порфировых формаций в разновозрастных подвижных областях позволяет сделать некоторые заключения.

1. В каледонских областях наибольшее развитие имеют липарит-дацит-андезитовая, андезит-дацитовая, дацит-липаритовая и липаритовая (гранит-порфир-липаритовая) формации щелочно-известковой и известково-щелочной серий. Они приурочены главным образом к унаследованным структурам, образуют последовательный ряд формаций гомодромного типа, продолжая закономерную эволюцию магматизма геосинклинально-складчатых областей. Липарит-базальтовая формация распространена преимущественно в районах интенсивного проявления глыбовой тектоники.

Вулканогенные формации среднего-кислого состава, связанные с отраженной активизацией каледонского тектоно-магматического цикла, пока неизвестны¹. Главная причина этого, вероятно, заключается в отсутствии хорошо консолидированной рамы каледонид, так как раннепалеозойские геосинклинали обычно заложены на байкальских геосинклинально-складчатых областях, как бы продолжая их путь

¹ С каледонской активизацией в срединных массивах связаны интрузии щелочно-ультраосновного, щелочно-основного, основного и щелочного составов.

развития. Байкальский тектоно-магматический цикл, характеризующийся слабой дифференцированностью движений, большей частью отличается незавершенностью (Геологическое строение СССР, 1968; Харкевич и др., 1971, и др.), и вулканогенные формации стадии консолидации отсутствуют или развиты слабо (Полярный Урал).

2. В герцинских геосинклинально-складчатых областях в связи с большей сложностью их строения распространение порфировых формаций не ограничивается унаследованными вулканическими впадинами. Вдоль глубинных разломов они выходят в консолидированную раму каледонид, захватывают поднятые блоки фундамента и т.д. Вертикальный ряд формаций гомодромного типа (андезит-дацитовая → дацит-липаритовая формации щелочно-известковой и известково-щелочной серий) обычно завершается липаритовой (гранит-порфир-липаритовой) формацией. К жестким структурам приурочены субформации пород со щелочным уклоном и как конечное проявление вулканизма распространена липарит-базальтовая формация. Средне-позднепалеозойские липаритовая и липарит-базальтовая формации развиты также в каледонских и более древних складчатых областях в связи с герцинской отраженной активизацией.

3. Близкие к герцинским условия образования порфировых формаций устанавливаются для киммерийских геосинклинально-складчатых областей, заложенных в блоках земной коры с уже сложившейся континентальной корой (Большой Кавказ, Южный Памир). Они более сложны и разнообразны для мезозойских (тихоокеанских) геосинклинально-складчатых областей, расположенных вдоль восточного края Азиатского материка и также имеющих гетерогенное основание. Вертикальный ряд вулканогенных формаций гомодромного типа в унаследованных структурах по масштабам проявления уступает ряду формаций антидромного типа, обусловленных процессами активизации и связанных с системой глубинных разломов по границе областей с различным типом земной коры. Широко развиты здесь липаритовая (гранит-липаритовая) формация, сосуществующая с андезит-дацитовой формацией и начинающая в наложенном вулканическом поясе ряд формаций антидромного типа (липаритовая → дацит-липаритовая или липарит-дацит-андезитовая → липарит-базальтовая формации).

Высказывая свои соображения, авторы не стремятся найти компромиссное решение споров между сторонниками ведущей роли процессов активизации или унаследованного развития в образовании и условиях размещения постинверсионных вулканогенных формаций среднего и кислого составов. Они пытаются подчеркнуть, что по мере исторического развития фанерозойских геосинклинально-складчатых областей становились разнообразнее условия проявления постинверсионного среднекислого вулканизма, усложнялись составы и сочетание пород вулканогенных формаций, обуславливающие появление большого количества вариететов, изменялось соотношение между процессами унаследованного развития и активизации. Это же дает основание высказаться против слишком "прямолинейного" перенесения закономерностей проявления постинверсионного вулканизма сред-

него-кислого состава в мезозойских (тихоокеанских) геосинклинально-складчатых областях, занимающих к тому же иное положение в планетарных структурах Земли (Богданов, 1959; Геологическое строение СССР; Карпова, 1968; Масайтис, Старицкий, 1963), к герцинским и особенно каледонским геосинклинально-складчатым областям.

Дальнейшее изучение проявлений постинверсионного вулканизма среднего-кислого состава должно опираться уже на иную основу. Необходимо повсеместное изучение вещественного состава пород конкретных вулканогенных формаций (породообразующие и акцессорные минералы, химические и геохимические особенности пород и минералов) для разработки генетической классификации формаций, учитывающей состава родоначальных магм. Оно уточнит тектоническую позицию и условия образования различных вариантов постинверсионных вулканогенных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Арапов В.А. Кольцевые вулcano-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Средний Тянь-Шань). - В сб. "Вулканические и вулcano-плутонические формации". "Наука", 1966.
- Белый В.Ф., Тильман С.Д. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. - Геотектоника, 1960, № 2.
- Билибин Ю.А. Металлогеническая провинция и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, вып. 1, 34.
- Быковская Е.В. Особенности прошлых и новейших вулканогенных формаций Дальнего Востока СССР. - В кн. "Вулканические и вулcano-плутонические формации". "Наука", 1966.
- Геологическое строение СССР, т. III. Магматизм. "Недра", 1968.
- Говоров И.Н. Геологические и термодинамические условия формирования гранитоидных плутонов. - В кн. "Магматические комплексы Дальнего Востока" (Труды 1-го Дальневосточного петрограф. сов. Владивосток, 1971).
- Горецкая Е.Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. - В сб. "Вопросы вулканизма". Изд-во АН СССР, 1962.
- Горецкая Е.Н., Ташинина М.В. Порфириновые формации Тянь-Шаня и Казахстана. - Материалы 2-го Среднеазиатского регион. петрограф. сов. Изд-во Дониш, 1971.
- Дворцова К.И., Ташинина М.В., Семенов А.И. Вулканизм и рудообразование. - В кн. "Геологическое строение СССР", т. V. Изд-во "Недра", 1969.
- Ишксон М.И., Красный Л.И. Геотектонические особенности размещения мезозойских и кайнозойских вулканогенных образований на территории Дальнего Востока. - В кн. "Проблемы вулканизма". Ереван, 1959.
- Карпова Е.Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1968, 155.

- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования. - В кн. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", т. 1. "Наука", 1969.
- Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. - Геол. и геофиз., 1970, № 9.
- Ломизе М.Г. Дифференциация расплавов или разные магматические очаги? - Сов. геология, 1967, № 3.
- Маркова Н.Г. Тектоническая природа и тип вулканических поясов (на примере Центрального Казахстана и Востока СССР). - Межд. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2, 1968.
- Масайтис В.Л., Старицкий Ю.Г. Об особом типе структур Восточной Азии. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, 85.
- Милановский Е.Е. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в Альпийском поясе юго-западной Евразии. - В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". "Наука", 1969.
- Михайлов Н.П. Основные проблемы изучения магматических формаций ранних стадий развития складчатых систем. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1971, 158.
- Моссаковский А.А. Сравнительная тектоника, формационные ряды и магматизм структур орогенного этапа развития палеозойских складчатых зон Южной Сибири и Северной Европы. - В сб. "Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений". "Наука", 1964.
- Моссаковский А.А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. - В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". "Недра", 1969.
- Муратов М.В. Роль магматизма в ходе развития геосинклинальных систем. - В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". "Наука", 1969.
- Нагибина М.С. О тектонической природе и структурном положении Охотско-Катазиатского вулканического пояса. - В сб. "Вулканические и вулканоплутонические формации". "Наука", 1966.
- Николаев В.А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. - Сов. геология, 1944, сб. 1.
- Пейве А.В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Ротман В.К., Быковская Е.В. Вулканоплутонические ассоциации Тихоокеанского пояса. - В кн. "Вулканоплутонические формации и их рудоносность". Алма-Ата, "Наука", 1969.
- Сперанская И.М. Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья. - Материалы симпозиума Лаб. вулканол. Изд-во АН СССР, 1963.
- Устиев Е.К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. - Сов. геология, 1959, № 3.
- Устиев Е.К. Основные проблемы изучения вулканоплутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений. - В сб. "Вулканические и вулканоплутонические формации". "Наука", 1966.
- Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г., Баскина В.А., Волчанская И.К., Дежин Ю.П., Кравцов В.С., Фрих-Хар Д.И. Связь магматизма и эндогенной минералогии с блоковой тектоникой. "Недра", 1969.
- Фрейд Г.М. Вопросы происхождения и типизации вулканических поясов. - В сб. "Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов", т. 1. Владивосток, 1970.

- Фролова Т.И. Контрастные формации геосинклиналей. Пятая научн. отчетн. конференция геол. факультета. Тезисы докладов МГУ, 1970.
- Хаин В.Е. Тектонические типы вулканических поясов. - В сб. Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов, т. 1. Владивосток, 1970.
- Харкевич Д.С., Москалева В.Н., Варданянц Л.А., Горецкая Е.Н., Додин А.Л., Иванова Т.Н., Михайлов Н.П., Русс В.В., Сергиевский В.М., Тихомиров Н.И., Фотиади Э.Э., Шаталов Е.Т. Карта магматический формаций СССР. Масштаб 1:2 500 000. Краткая объяснительная записка. Л., 1971.
- Шаталов Е.Т. Общие закономерности формирования и размещения магматических пород - В сб. "Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. "Недра", 1965.
- Шлыгин Е.Д. Краткий курс геологии СССР. "Высшая школа", 1964.
- Штилле Г. Избранные труды. "Мир", 1964.
- Щеглов А.Д., Михайлов Н.П. Магматизм областей тектонической активизации. - Материалы IV всес. петрогр. сов. Изд-во АН Уз.ССР, 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
А.Ф. Белоусов. Об основаниях формационного анализа	6
✓ М.А. Фаворская. О тектонической основе классификации магматических формаций	15
✓ Г.М. Заридзе. О последовательности формирования формаций, связанных с развитием геосинклиналей фемического профиля	25
✓ В.Л. Масайтис. Псевдомагматические и другие геологические формации ударно-взрывного происхождения	35
А.А. Маракушев. Метаморфические формации в связи с магматизмом	49
Н.П. Михайлов, О.А. Богатиков. Базитовые интрузивные (плутонические) формации и их классификация	60
✓ В.Л. Масайтис, А.С. Остроумова, М.И. Розинов, Н.А. Румянцева. Главные типы базальтовых формаций	74
✓ М.Б. Бородаевская, Е.П. Ширай, Н.К. Курбанов, А.И. Кривцов. Особенности вулканогенных формаций и связанного с ним колчеданного оруднения в геосинклинальных системах различных типов	95
Г.В. Пинус, В.В. Велинский, Ю.Р. Васильев. Проблемы формаций ультраосновных пород	108
Л.С. Бородин. Проблема формаций щелочных пород	120
✓ В.А. Баскина. К характеристике контрастных вулканических ассоциаций	158
✓ Е.Н. Горецкая, М.В. Ташинина, Е.В. Быковская. Особенности и условия образования постинверсионных вулканогенных формаций кислого состава	179

УДК 550.40+552.111+552.3

Об основаниях формационного анализа. Белоусов А.Ф. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

Рассматриваются дискуссионные вопросы, касающиеся определения и проблематики формационного анализа, общего определения геологической и магматической формации, определения и критериев выделения магматических комплексов. Библи. 16 назв.

УДК 552:551.24

О тектонической основе классификации магматических формаций. Фаворская М.А. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

В основу предлагаемого подхода к классификации магматических формаций положено представление о двух типах ассоциаций магматических пород вещественных и тектонических. Ввиду того, что прямое совпадение между этими двумя типами свойств отсутствует, предлагается выделять формации по тектоническому признаку, а вещественные ассоциации магматических пород рассматривать в качестве "петрографических серий". По тектоническому принципу намечены три крупные формационные группы: а) формации мегаблоков, испытывающих сжатие; б) формации мегаблоков, испытывающих растяжение; в) формации сквозных рудоконцентрирующих зон нарушений. Библи. 13 назв.

УДК 552(3:4)

О последовательности формирования формаций, связанных с развитием геосинклиналей фемического профиля. Г.М. Заридзе. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

Рассматриваются формации (магматические, метаморфические, метасоматические, смешанные), которые последовательно формируются в связи с развитием геосинклиналей фемического профиля (эндогенные формации). Выделяются формации, связанные с развитием эвгеосинклиналей: 1) толеит-базальтовая, 2) дунит-перидотитовая, 3) зеленокаменно-аспидносланцевая, 4) зеленокаменная или диабаз-порфирит-спилит-кератофировая, 5) диорит-габбро-диабаз-порфировая, 6) гипербазитовая, 7) дунит-пироксенит-габбровая, 8) прогрессивно регионально-метаморфитовая, 9) габбро-плагиогранитоидная и габбро-диорит-гранитоидная, 10) гранодиорит-гранитовая, 11) диоритовая, 12) щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая). 13) малых интрузий и даек пестрого состава, 14) дацит-липарит-андезит-базальтовая. Библи. 16 назв.

УДК 552.3

Псевдомагматические и другие геологические формации ударно-взрывного происхождения. Масайтис В.Л. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

Обосновывается выделение формаций ударно-взрывного происхождения, которые представляют собой результат взаимодействия горных пород земной коры с выпадающими на Землю сравнительно крупными космическими телами. Библи. 41 назв.

Метаморфические формации в связи с магматизмом. Маркушев А.А. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

Выделяются метаморфические формации геосинклинального развития и формации устойчивых областей. Основное внимание уделяется первому типу формаций, которые подразделяются на три группы: А – метаморфические формации начальных и ранних стадий развития эвгеосинклиналией ("догранитный" метаморфизм) – цеолит-зеленокаменно-спилитовая, спилит-зеленокаменная, зеленокаменно-глаукофан-сланцевая, эклогит-глаукофан-сланцевая и др.; Б-I – метаморфические формации зрелых стадий эвгеосинклинального развития и начальных дислокаций в терригенных геосинклиналях (метаморфизм, связанный со становлением плагиогранитов и плагиомигматитов) – филлитово-сланцевая, сланцево-плагиогнейсовая, эндербитовая, плагиомигматитовая и др.; Б-II – метаморфические формации терригенных геосинклиналией и заключительных стадий развития эвгеосинклиналией (метаморфизм, сопряженный с развитием нормальных калиевых гранитов и ортоклазовых мигматитов) – филлитово-сланцевая, сланцево-гнейсовая, чарнокитовая, мигматитовая и др. Обсуждаются закономерности пространственного размещения формаций и генетические связи метаморфизма, магматизма и металлогени. Илл. 2. Библ. 13 назв.

УДК 553.52

Базитовые интрузивные (плутонические) формации и их классификация. Михайлов Н.П., Богатиков О.А. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

Предлагается классификация базитовых интрузивных формаций по признаку глубинности. Выделяются вулканоплутоническая, плутоническая и плутонико-метаморфическая ассоциации, характерные для определенных типов тектонических структур. Приводятся примеры интрузивных (плутонических) комплексов. Табл. 1. Библ. 18 назв.

УДК 552.333.5

Главные типы базальтовых формаций. Масайтис В.Л., Остроумова А.С., Розинов М.И., Румянцева Н.А. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

Приводится общая характеристика главных типов базальтовых ассоциаций. Выделяется девять различных формационных типов, сгруппированных по связи с крупными структурными элементами континентов и с определенными геотектоническими режимами. Табл. 2. Библ. 31 назв.

УДК 551.2.217:553.43

Особенности вулканогенных формаций и связанного с ними колчеданного оруденения в геосинклинальных системах различных типов. Бородаевская М.Б., Ширай Е.П., Курбанов Н.К., Кривцов А.И. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

В работе показано, что колчеданное оруденение приурочено к геосинклинальным прогибам, среди которых могут быть выделены: 1) внутренние

эвгеосинклинальные зоны; 2) внешние эвгеосинклинальные зоны и 3) внешние зоны терригенных геосинклиналей. Указанные зоны обладают различным фундаментом, отличаются по составу и условиям формирования магматических пород и рудных залежей. При этом по мере увеличения влияния сиалического слоя земной коры увеличивается роль кислых составляющих магматических формаций; отношение щелочей в породах меняется в сторону возрастания содержания окиси калия; медное оруденение в колчеданных залежах сменяется колчеданно-полиметаллическим и собственно полиметаллическим с повышенным содержанием свинца. Табл. 1. Библ. 20 назв.

УДК 552.311

Проблемы формаций ультраосновных пород Пинус Г.В., Велинский В.В., Васильев Ю.Р. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

В последние годы намечается тенденция к увеличению числа ультраосновных магматических формаций складчатых областей. Критический анализ обширного фактического материала, характеризующего взаимоотношения ультраосновных и габброидных пород, а также наблюдения авторов, подтвержденные аналитическими данными, позволяют прийти к выводу о правомерности выделения для складчатых областей только одной формации – альпинотипных гипербазитов. Все остальные ультраосновные магматические формации этих областей рассматриваются как продукт сложных процессов взаимодействия между ультраосновными породами альпинотипных гипербазитов и более поздней основной магмой. Высказывается предположение о возможности разделения формации ультрабазитов щелочных пород и карбонатитов, развитых на платформах, щитах и в областях завершённой складчатости, на две самостоятельные формации: ультраосновных пород (дунитов и оливинитов) и щелочных пород и карбонатитов. Библ. 39 назв.

УДК 552.32

Проблема формаций щелочных пород Бородин Л.С. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

Дана общая геолого-петрографическая и геохимическая характеристика главных формационных типов щелочных пород из различных петрографических провинций СССР. Для основных линий щелочного магматизма – подкоровой (щелочно-ультраосновной и базальтоидной) и коровой сиалической – рассмотрен механизм тектонического контроля – литолого-формационного и дизъюнктивного. Выделены главнейшие категории глубинных разломов и рифтов, с которыми связано размещение континентальных щелочных провинций. Предложена новая классификация формаций щелочных пород, учитывающая различия в условиях генерации щелочных магм. Табл. 3. Илл. 3. Библ. 75 назв.

УДК 551.2.217

К характеристике контрастных вулканических ассоциаций Баскина В.А. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

Главное внимание уделено петрохимической характеристике кислых продуктов расщепления и кристаллизации базальтовых магм. Показано, что наи-

более тесно связанные с базальтовым и андезитовым материалом кислые продукты (стекловатые включения в породах и минералах Луны, остаточные стекла в толеитах, кислые тела в поясах ультраосновных лав архейской "протокоры", и т.д.) оказываются наиболее контрастными по отношению к базальтам, богатым К и SiMg и бедным Mg. Подчеркивается структурная позиция контрастных формаций: в областях массовых излияний базальтов они приурочены к звеньям и узлам трансрегиональных и планетарных линейментов и на фоне ареальных базальтов выступают как более глубинные ассоциации. Намечены признаки выделения базальтоидных и "моногенных" контрастных ассоциаций в различной структурной обстановке. Табл. 2. Илл. 2. Библ. 42 назв.

УДК 552,323

Особенности и условия образования постинверсионных вулканогенных формаций кислого состава. Горецкая Е.Н., Ташинина М.В., Быковская Е.В. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

Проявление кислого вулканизма наибольшие размеры приобретает на постинверсионной стадии развития геосинклинально-складчатых областей при наличии значительной мощности сиалического слоя и интенсивных сводово-глыбовых движений. Главные вулканогенные формации этой стадии представлены липарит-дацит-андезитовой, андезит-дацитовой, дацит-липаритовой, липаритовой (гранит-порфир-липаритовой, гранит-липаритовой), липарит-базальтовой и некоторыми субформациями. Вулканизм постинверсионной стадии проявлялся в крупных унаследованных и наложенных впадинах и в вулканотектонических структурах, составляющих часто протяженные вулканические пояса. Рассмотренные материалы показывают, что по мере развития фанерозойских геосинклинально-складчатых областей условия проявления постинверсионного вулканизма усложнялись и возрастало разнообразие состава формаций. Табл. 1. Библ. 38 назв.

ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

Редактор издательства Ю.Г. Гордина
Художник Н.В. Илларионова
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 25/XI-74 г. Т - 13461
Усл.печ.л. 13,25 (12,75+0,5 вклейки). Уч.-изд.л. 14,8.
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1.
Тираж 1500 экз. Тип. зак. 892
Цена 1 р. 04 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
Офсетное производство типографии № 3
Москва, Центр, ул. Арбат, 33/12

Типы колчеданоносных провинций, их магматические и металлогенные особенности

Структурное положение колчеданоносных провинций	Фундамент	Колчеданоносные провинции	Эпоха складчатости	Основной тип оруденения	% кислых пород	Возраст рудоносных толщ	Продуктивная формация	Петрохимические особенности пород на примере отдельных структурно-формационных зон												
								порода	некоторые петрохимические параметры, %					структурно-формационные зоны						
									SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	K ₂ O + Na ₂ O							
Внутренние зоны эвгеосинклиналей	Океанический	Урал	Герцинская	Cu-Zn	5-10	S ₁ -D ₂	Липарит-базальтовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	< 1	< 4	Учалинская						
								Липариты	> 70	> 0,3	-	< 1	< 6							
	Северный Кавказ	"	"	Cu, Zn(Pb)	5-10	D ₂	Базальт-андезит-дацит-липаритовая	Липариты, дациты	> 70	> 0,3	-	< 2	< 6	Урупская						
							Липарит-базальтовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	< 1	< 4							
Внешние зоны эвгеосинклиналей	Океанический	Тува	Каледонская (Байкальская и Салаирская)	Zn, Pb, Cu	20-60	Є ₁	Липарит-базальтовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	< 1	< 4	Улугуйская						
								Липариты	> 70	> 0,3	-	< 1	< 6							
							Западный Саян	"	"	"	20-60	Є ₁	"	Базальты	> 48	> 0,1	< 17	< 1	≈ 4	Северно-Саянская
														Липариты	> 70	> 0,3	-	< 1	< 6	
Салаир	"	"	"	20-60	Є ₂	"	Базальты	> 48	> 1	< 17	< 1	> 4	Восточно-Салаирская							
							Липариты	> 70	< 0,3	-	< 1	< 6								
Центральный Казахстан	"	"	"	20-60	Є ₂₋₀	Базальт-андезит-дацит-липаритовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	> 1	< 6	Акбастауская							
							Липариты	> 70	> 0,3	-	< 2	< 6								
Западное Забайкалье	"	"	"	20-60	Є ₂	Базальт-андезит-дацит-липаритовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	> 1	> 4	Удино-Витимская							
							Липариты, дациты	< 70	> 0,3	-	> 2,0	> 7								
краевые прогибы на геосинклинальном складчатом основании	Сиаличский уменьшенной мощности	Рудный Алтай	Герцинская	Zn, Pb, Cu	90	D ₂ l D ₂ gv-D ₃ fr	Липаритовая	Липариты	> 70	< 0,3	-	> 2	< 6	Змеиногорско-Зырянская Алейско-Иртышская						
								"	> 70	> 0,3	-	< 2	< 6							
активизированные участки платформ и срединных массивов	в различной мере базифицированный	Карелия	Карельская	S	10-30	PR	Базальт-андезит-дацит-липаритовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	> 1	< 4	Хаутаварская						
								Липариты	> 70	> 0,3	-	> 2	< 6							
	Малый Кавказ	Альпийская	"	Zn, Pb, Cu	20-40	I-K ₁	"	Базальты	> 48	< 1	> 17	> 1	< 4	Гянджинская						
								Липариты	> 70	< 0,2	-	< 2	< 6							
внешние зоны терригенных геосинклиналей	Южный Силон Большой Кавказ	Альпийская	"	Pb, Zn	100	K ₁	Липаритовая	Липариты	> 70	< 0,30	-	> 2	< 6	Западно-Гиссарская						
								"	> 70	< 0,30	-	> 2	< 6							
внешние зоны терригенных геосинклиналей	Южный Силон Большой Кавказ	Альпийская	"	Zn, Cu, Pb	-	I	Габбро-диабаз-диоритовая	Габбро-диабаз	< 48	> 1	< 17	> 1	< 4	Белоканно-Закатальская						
								>>	> 48	< 1	> 17	> 1	< 4							

Типы колчеданоносных провинций, их магматические и металлогенные особенности

Структурное положение колчеданоносных провинций	Фундамент	Колчеданоносные провинции	Эпоха складчатости	Основной тип оруденения	% кислых пород	Возраст рудоносных толщ	Продуктивная формация	Петрохимические особенности пород на примере отдельных структурно-формационных зон					структурно-формационные зоны		
								порода	некоторые петрохимические параметры, %						
									SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O		K ₂ O + Na ₂ O	
Внутренние зоны эвгеосинклиналей	Океанический	Урал	Герцинская	Cu-Zn	5-10	S ₁ -D ₂	Липарит-базальтовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	< 1	< 4	Учалинская	
								Липариты	> 70	> 0,3	-	< 1	< 6		
							Базальт-андезит-дацит-липаритовая	Липариты, дациты	> 70	> 0,3	-	< 2	< 6		
							Липарит-базальтовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	< 1	< 4		Урупская
								Липариты	> 70	> 0,3	-	< 2	< 6		
	Северный Кавказ	"	"	Cu, Zn(Pb)	5-10	D ₂	Базальт-андезит-дацит-липаритовый	Липариты, дациты	> 70	> 0,3	-	< 2	< 6	Лабинская	
Внешние зоны эвгеосинклиналей узкие краевые прогибы рифтового типа	Океанический	Тува	Каледонская (Байкальская и Салаирская)	Zn, Pb, Cu	20-60	Є ₁	Липарит-базальтовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	< 1	< 4	Улугуйская	
								Липариты	> 70	> 0,3	-	< 1	< 6		
		Западный Саян	"	"	20-60	Є ₁	"	"	Базальты	> 48	> 0,1	< 17	< 1	≈ 4	Северно-Саянская
									Липариты	> 70	> 0,3	-	< 1	< 6	
		Салаир	"	"	20-60	Є ₂	"	"	Базальты	> 48	> 1	< 17	< 1	> 4	Восточно-Салаирская
									Липариты	> 70	< 0,3	-	< 1	< 6	
		Центральный Казахстан	"	"	20-60	Є ₂₋₀	"	Базальт-андезит-дацит-липаритовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	≥ 1	< 6	Акбастауская
									Липариты	> 70	> 0,3	-	< 2	< 6	
		Западное Забайкалье	"	"	20-60	Є ₂	"	Базальт-андезит-дацит-липаритовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	> 1	> 4	Удино-Витимская
									Липариты, дациты	< 70	> 0,3	-	> 2,0	> 7	
краевые прогибы на геосинклинальном складчатом основании	Сиаличский уменьшенной мощности	Рудный Алтай	Герцинская	Zn, Pb, Cu	90	D ₂ ¹ D ₂ gv-D ₃ fr	Липаритовая	Липариты	> 70	< 0,3	-	> 2	< 6	Змеиногорско-Зырянская Алейско-Иртышская	
									> 70	> 0,3	-	< 2	< 6		
активизированные участки платформ и срединных массивов	в различной мере базифицированный	Карелия	Карельская	S	10-30	PR	Базальт-андезит-дацит-липаритовая	Базальты	> 48	< 1	< 17	> 1	< 4	Хаутаварская	
		Малый Кавказ	Альпийская	Zn, Pb, Cu	20-40	I-K ₁	"	Базальты	> 48	< 1	> 17	> 1	< 4	Гянджинская	
								Липариты	> 70	< 0,2	-	< 2	< 6		
Юго-Западные Гиссары	Герцинская	Pb, Zn	100	K ₁	Липаритовая	Липариты	> 70	< 0,30	-	> 2	< 6	Западно-Гиссарская			
внешние зоны терригенных геосинклиналей	Южный Силон Большой Кавказ	Альпийская	Zn, Cu, Pb	-	-	I	Габбро-диабаз-диоритовая	Габбро-диабаз	< 48	> 1	< 17	> 1	< 4	Белоканно-Закатальская	
								>>	> 48	< 1	> 17	> 1	< 4		